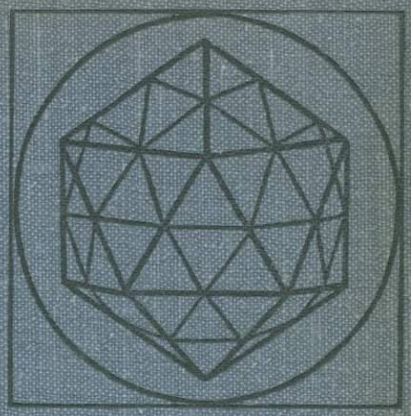
СИЛА ТЯЖЕСТИ И ТЕКТОНИКА



НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

ИЗДАТЕЛЬСТВО
·МИР·
МОСКВА

A WILEY-INTERSCIENCE PUBLICATION

GRAVITY AND TECTONICS

Edited by

KEES A. DE JONG

Department of Geology
University of Cincinnati
Cincinnati, Ohio

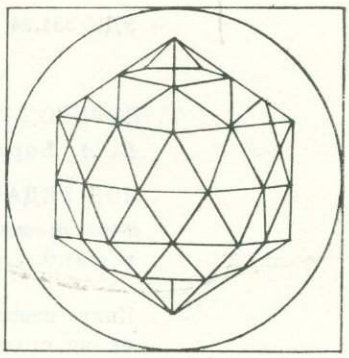
ROBERT SCHOLTEN

Department of Geosciences
The Pennsylvania State University
University Park, Pennsylvania

JOHN WILEY AND SONS, New York • London · Sydney · Toronto

СИЛА ТЯЖЕСТИ И ТЕКТОНИКА

Под редакцией
К. А. Де Джонга и
Р. Шолтена



НАУКИ
О ЗЕМЛЕ

551.24

1470

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«МИР»
МОСКВА 1976

Институт Геологии
Библиотека
СССР

УДК 551.24

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО
Б. А. Борисова

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
д-ра техн. наук М. Е. Артемьева
и канд. геол.-мин. наук Ю. Г. Леонова

Книга известных специалистов по тектонике посвящена не столько концепции гравитационной тектоники в узком ее понимании, сколько влиянию силы тяжести на процессы деформации литосферы. Основываясь на новейших данных геологии, геофизики и экспериментальной тектоники, авторы показывают, что деформации земной коры вызываются различными причинами и по-разному проявляются в геологических структурах и что сила тяжести служила фактором эволюции многих складчатых поясов, в которых ее роль и значение менялись от места к месту.

Материалы книги необычайно актуальны и потому весьма интересны широким кругам геологов-тектонистов и геологов, занимающихся решением инженерно-геологических проблем.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Gravity and tectonics
Edited by
K. A. De Jong, R. Scholten
Copyright © 1973, by John Wiley and Sons, Inc.
All rights reserved. Authorized translation from
English language edition published by John Wiley and
Sons, Inc.

© Перевод на русский язык, «Мир», 1976

С $\frac{20\ 802—446}{041\ (01)—76}$ подписное

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Сила тяжести и тектоника
т. 66

Редактор М. Яковенко
Художественный редактор В. Бизенгалиев. Технический редактор Н. Иовлева
Корректор В. Соколов
Сдано в набор 27/XI 1975 г. Подписано к печати 7/IV 1976 г.
Бумага кн.-журн. 70×108¹/₁₆ 15,75 бум. л., 44,10 печ. л. Уч.-изд. л. 49,23.
Изд. № 5/8127. Цена 5 р. 24 к. Зак. 01098

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного Знамени Московская типография № 7 «Искра революции» Союзполиграфпрома при Государственном Комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва, К-1, Трехпрудный пер., 9

ОТ РЕДАКЦИИ

Сборник статей «Сила тяжести и тектоника» посвящен выдающемуся голландскому ученому Р. В. Ван Беммелену, имя которого ассоциируется с развитием идей о роли силы тяжести в процессе тектогенеза. Большинство авторов — известные тектонисты, много лет занимающиеся изучением геологического строения различных складчатых зон Западной Европы и Северной Америки.

Книга делится на три части. В первой части обсуждается роль силы тяжести в тектогенезе с общих теоретических позиций с привлечением новейших данных геологии, геофизики и экспериментальной тектоники. Вторая и третья части содержат статьи, в которых те же проблемы рассматриваются с точки зрения региональных материалов по альпийской складчатой области Средиземноморья (часть 2) и фанерозойским складчатым поясам Северной Америки (часть 3).

Отдельные статьи сильно отличаются одна от другой по своей научной направленности, приемам отбора и изложения материала, научным взглядам авторов, но в целом сборник характеризуется отсутствием тенденциозности в подходе к основной затронутой в нем проблеме — проблеме роли и влияния силы тяжести на процессы деформации литосферы.

Материалы, помещенные в сборнике, позволяют сделать важные выводы, а именно: деформации коры могут побуждаться разными причинами и иметь разнообразные структурные проявления; сила тяжести являлась фактором эволюции многих складчатых поясов, причем ее значение и роль менялись от места к месту.

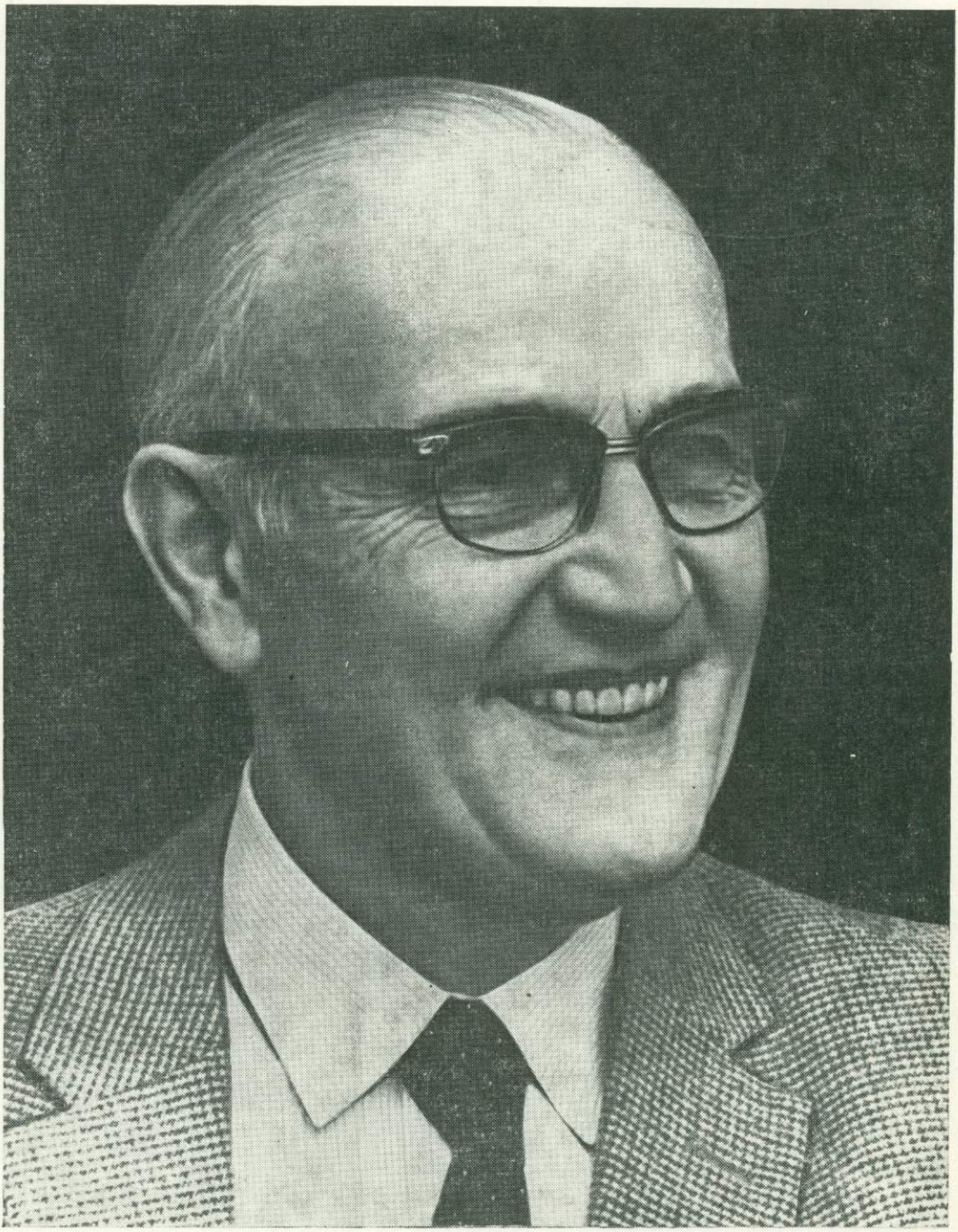
В сборнике нашла отражение и самая «модная» в последние годы концепция — новая глобальная тектоника, или тектоника плит.

Все статьи богато иллюстрированы, что позволяет читателю судить о геологическом строении территорий, для которых предлагается тот или иной механизм формирования структур.

Статья А. Дерни и Дж. Рамсея «Нарастающие деформации, измеряемые по синтектоническому росту кристаллов» (часть 1), все статьи части 2 и статья Г. Виле «Структура и тектоническая история гор Уошито, Арканзас» (часть 3) переведены И. В. Кирилловой.

Камни заговорили, потому что нашлось ухо, готовое слушать их. Земные слои становятся страницами истории, и — освобожденный от колдовского вечного сна — пестрый нескончаемый хоровод жизни поднимается из черных глубин прошлого к свету сегодняшнего дня.

Ганс Клоос, «*Разговор с Землей*»
(Hans Cloos, Conversation with the Earth, Alfred A. Knopf, Inc., 1953)



Рейн В. Ван Беммелен

Рейну В. Ван Беммелену

«...поколебалась земля,
и горы двигнулись в сердце морей».
(Псалтирь, 45,3)

«Ты не будешь толкать...»
(Caveat 32:4)

ПРЕДИСЛОВИЕ К АНГЛИЙСКОМУ ИЗДАНИЮ

Роль силы тяжести в деформации земной коры. Материалы, собранные в этой книге, не концентрируются исключительно вокруг концепции гравитационной тектоники; внимание в ней уделено главным образом соображениям о том, как и в какой степени влияет сила тяжести на процессы деформации литосферы. Тем не менее полезно начать с краткого изложения того, что́ разные авторы понимают под термином «гравитационная тектоника». Прежде всего положения этой концепции зависят от масштаба. *Самое общее положение* гравитационной тектоники заключается в том, что все перемещения материала в теле Земли связаны в конечном счете с действием силы тяжести. Сжатие или расширение Земли (или отдельных ее частей), тепловая конвекция в мантии, горячие мантийные перья, дрейф литосферных плит — все это можно рассматривать в свете перераспределения потенциальной гравитационной энергии между вовлеченными в процесс блоками Земли и расхода этой энергии. Такой подход вполне оправдан, если иметь в виду достаточно длительные промежутки времени. Однако в этом глобальном аспекте данная концепция уже не столь полезна, если речь идет о практическом решении региональных структурно-геологических задач.

В более узком смысле концепция гравитационной тектоники сводится к утверждению, что каждый тектонически однородный блок земной коры в процессе деформации теряет некоторую долю своей потенциальной энергии, хотя энергия отдельных частей блока может при этом и возрасти. Такое понимание этой концепции дает возможность сделать ряд важных конкретных тектонических выводов. В то же время ясно, что, чрезмерно сужая содержание гравитационной тектоники и ограничивая область ее применения только оценкой количества энергии, теряемого блоками горных пород в небольшой части тектонически однородной области, можно упустить из виду развитие всей системы этих блоков как единого целого. Это, конечно, не предлог для того, чтобы применять теорию гравитационной тектоники к каждому цельному горному поясу, но тем не менее очевидно, что недостаточно ясное представление об общем процессе тектонического развития мешало пониманию этой теории начиная с момента ее зарождения.

Простой пример соляного диапира служит хорошей иллюстрацией понятий о масштабе и о развитии системы в целом. Если диапир поднимается до уровня, находящегося менее чем в 1 км ниже дневной поверхности, то верхняя часть диапира оказывается тяжелее, чем окружающие осадочные породы. Продолжающееся поднятие верхней части диапира уже не может быть вызвано гравитационными объемными силами, а происходит под действием подъемной силы соляного столба, находящегося ниже глубины 1 км. Эта верхняя часть фактически приобретает дополнительную потенциальную энергию, тогда как система в целом теряет энергию. Таким образом, можно рассматривать все соляные диапиры как гравитационные тектонические явления. Такие же аргументы можно применить для доказательства гравитационной природы интрузий магмы и (может быть, не столь безусловно) перекрытых осадками гнейсовых куполов, а также процесса возникновения надвигов фундамента (см. статью Рамберга в этой книге).

В рассмотренном примере гравитационная неустойчивость и уменьшение энергии связаны главным образом с вертикальными движениями. Другой вид неустойчивости связан с латеральными неоднородностями, вызывающими соответственно горизонтальные движения. Так, Ван Беммелен [16, 17] назвал Австро-Альпийские покровы гравитационными структурами, несмотря на то что эти покровы двигались явно по восстанию поверхности надвига и, следовательно, против силы тяжести, что с наибольшей вероятностью означает сжатие земной коры. Ван Беммелен, однако, никогда не отрицал эту вероятность, но он отрицал существование какого-либо противоречия между «компрессионной» и «гравитационной» тектоникой. Он стремился показать, что Австро-Альпийские покровы представляют собой просто северную часть системы, которую надо рассматривать вместе с территорией, находящейся позади этих покровов. Эта система теряла свободную потенциальную энергию при движении покровов к северу. Ван Беммелен считал, что возрастание потенциальной энергии собственно Альп регионально компенсировано уменьшением энергии южной части движущейся массы, и делал вывод, что при этих условиях модель, отвечающая представлениям гравитационной тектоники, приемлема для Австро-Альпийских покровов. Таким образом, вопрос о принятии или отрицании этой модели опять-таки зависит от того, в каких пространственных рамках рассматривается данная система.

Наконец, необходимо принимать во внимание не только площадное распространение, но и глубину, на которой развиваются тектонические процессы в земной коре. Отнюдь не невозможно, что на каком-либо низком уровне в земной коре происходит сжатие, а на более высоком уровне — одновременно или в разное время — происходит гравитационное растяжение (см., например, статью Шукруна и Сэгюре о Пиренеях в этой книге).

Развитие концепции гравитационной тектоники. Концепция гравитационной тектоники развивалась в трех направлениях. Одно направление было основано на непосредственных наблюдениях и пространственно-временны́х реконструкциях структурных особенностей, свидетельствующих о потере потенциальной энергии горных масс, как в случае скольжения вниз по склону. Второе, более косвенное направление основывалось на представлениях механики горных пород. Считалось, что ввиду высокой «пластичности» горных пород не надо привлекать внешние силы в качестве причины наблюдаемых деформаций; таким образом, подразумевалось, что эти деформации могли образоваться под действием одной только внутренней объемной силы — силы тяжести. Это соображение подкреплено практическими наблюдениями, а именно данными о том, что в ряде случаев наиболее поверхностные образования погружены в существенно недеформированный субстрат. Третье направление исходило из аксиомы, составляющей основу данной концепции: в конечном счете нет иной силы, помимо силы тяжести, которая могла бы привести — прямо или косвенно — к возникновению всех тектонических деформаций, наблюдаемых на поверхности Земли. Хаарман [6] приводит перечень трудов ранних сторонников идей гравитационной тектоники: Жилле-Ломон (Gillet-Laumont, 1799), Кюн (Kühn, 1836), Науман (Naumann, 1849) и Гершель (Herschel, 1856) — все они объясняли складкообразование как результат нисходящего движения горных масс по наклонной плоскости.

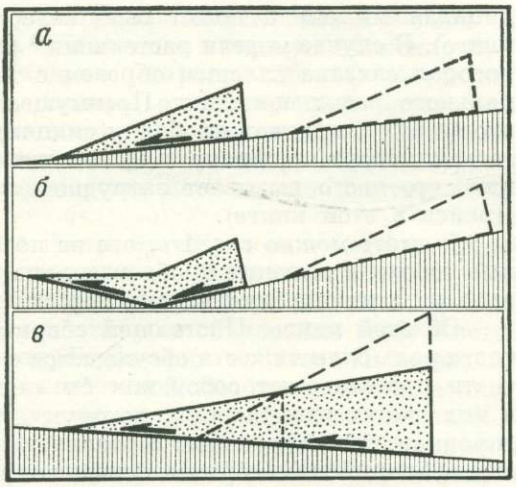
Второе идейное направление, которое привело к концепции гравитационной тектоники, отражено в трудах Бомбиччи (Bombicci, 1882) и более поздних итальянских геологов, чьи представления основывались на изучении структуры Апеннин. Краткий обзор статей этих авторов, опубликованных в научных журналах, имевших весьма ограниченный круг читателей, дан в работе Даль-Пьяца [1]. Среди упомянутых им авторов — Бонарелли (Bonarelli, 1901), Анелли (Anelli, 1923, 1935), Мильорини (Migliorini, 1933) и Синьорини (Signorini, 1936). Первоначально считалось, что апеннинские

структуры представляют только местный интерес, поскольку в них отсутствует большое тектоническое перемещение, и часто проводилось сравнение между этими структурами и оползнями. Затем, в 1907 г. Штейнман [13] обнаружил надвиги в Северных Апеннинах, а в последующие годы выяснилось, что верхний тектонический покров — лигуриды — переместился по крайней мере на 100, а может быть, и на 200 км (см. статью Эльтера и Тревизана в этой книге). Такое измерение интерпретации не привело к отказу от представления о гравитационной причине деформации, и в 1934 г. Де Вейкерслот де Вердештейн [3] опубликовал работу, которая содержала первое обобщение тектонических данных о едином горном поясе, целиком построенное на концепции гравитационной тектоники. В статьях, защищавших мнение о гравитационном происхождении Лигурийского покрова и других структурных особенностей Северных Апеннин, подчеркивался в высшей степени некомпетентный характер горных пород этого района (главным образом чешуйчатых глин — argille scagliose), по отношению к которым «никаким усилием воображения нельзя представить, как они могут передавать напряжение, необходимое для перемещения всего блока породы как единой связной массы» [2, стр. 252]. Поскольку никакая внешняя сила не могла вызвать наблюдаемые деформации, необходимо было привлечь к объяснению гравитационные силы.

В публикациях Рейера [10—12] представлен третий подход к гравитационной тектонике. В то время когда он писал свои работы, для объяснения всех тектонических структур использовалась контракционная теория. Рейер отверг представление о контракции; вместо этого он подчеркивал тот факт, что существуют одновременно возникшие явления сжатия и растяжения, происхождение которых можно объяснить только действием силы тяжести. Как это ни удивительно, он не дал никаких реальных примеров явлений гравитационной тектоники, а стремился доказать истинность своей теории с помощью экспериментов, которые в то время казались чересчур искусственными. Идя по такому пути, он первым смог сформулировать (в качественном виде) теорию масштабных моделей [1], которая привела его к мысли использовать в опытах смеси глины с водой. Раньше идеи гравитационной тектоники использовались исключительно для объяснения природы локальных структур, но Рейер увидел, что их можно применить и в гораздо более крупных построениях, например для объяснения процесса горообразования. Эта точка зрения, согласно которой сила тяжести является единственной известной нам силой, вызывающей в конечном счете все тектонические явления, была возрождена спустя несколько десятилетий Хаарманом [6] и Ван Беммеленом [14]. Рейер был предшественником этих двух исследователей также и в другом отношении: он искал причину вертикальных поднятий, приводящих к горизонтальному скольжению. Его теория заключалась в том, что накопление большой толщи осадков в геосинклинали вызывает постепенное увеличение их температуры, и возникающее при этом расширение материала приводит к воздыманию (ср. со статьей Шёйлинга в этой книге).

---

[1] Рейер [11, стр. 4] писал: «Если слабые материалы деформируются под действием небольшой силы и в короткое время, то можно предположить, что и более жесткие (компетентные) материалы можно деформировать, если — как это делает Природа — приложить бóльшие силы в течение более длительного времени... Изучая пластичные вещества и легко разрушаемые материалы, легко увидеть (на небольших образцах) последовательные и конечные стадии процесса деформации. Такие материалы дают нам возможность воспроизвести с малыми усилиями и в короткое время образование типичного горного складчатого пояса; с полным основанием можно заключить, что материал с большей компетентностью поведет себя аналогичным образом в более крупных блоках и при более продолжительном времени действия сил... Ввиду того что нам удается создавать модели складчатых горных поясов ... в условиях, аналогичных природным, необходимо признать огромную важность геологических экспериментов, которым долгое время не придавали значения».



Фиг. 1. Три типа движения масс, вызываемого гравитационной неустойчивостью.

а — материал движется вниз по склону; *б* — одна часть материала движется вниз по плоскости разрыва, другая — вверх по склону; *в* — весь материал, соприкасающийся с плоскостью разрыва, движется вверх по склону. Случаи *а* и *б* обычно называются гравитационным скольжением, случай *в* — гравитационным растеканием (и расплющиванием).

Хотя представление о скольжении вниз по склону в ограниченном масштабе принято в настоящее время многими геологами, этого нельзя сказать о более широком понимании гравитационной тектоники. Оказалось, что даже в более узком приложении этой теории все еще не хватает твердого количественного обоснования, особенно в части механизма движения и «проблемы склона».

Проблема склона. Лемуан дает в этой книге обзор «проблемы склона» при скольжении горных пород и показывает, насколько в действительности сложна эта на первый взгляд простая проблема. Особенно важно представление о наклонной плоскости потому, что оно помогает изучающим структуру земной коры наглядно вообразить частный случай гравитационного движения масс, при котором свободная потенциальная энергия системы уменьшается путем преобладающего латерального перемещения (в противоположность преобладанию вертикальной составляющей при диапиризме). Такие латеральные движения бывают трех разных типов, причем материал может двигаться как вверх, так и вниз по склону, как это показано на фиг. 1. Частный случай движения масс вверх по склону недостаточно изучен исследователями гравитационной тектоники, хотя на него неоднократно настойчиво указывали Хаарман и Ван Беммелен.

Обстановка, показанная на фиг. 1, *а*, когда известно, что весь склон наклонен в направлении перемещения материала, является наименее спорной, однако и здесь могут возникнуть две проблемы: 1) склон мог приобрести современную форму уже после того, как произошло движение масс, и 2) угол наклона может быть настолько мал, что это заставит отказаться от представлений гравитационной тектоники. Первую проблему надо решать в свете общей эволюции структуры региона. Вторая проблема частично разобрана Гогелем [5; см. также 8], рассматривавшим движение масс вдоль зоны пониженной вязкости (а не по дискретной поверхности), и Хаббертом и Руби [7], которые проанализировали эту проблему, привлекая соображения о высоком поровом давлении вдоль поверхности разрыва. Однако даже при очень малых углах, требуемых предложенным механизмом движения в случае перемещения блока на большое расстояние, возникает новая проблема, связанная с чрезмерной высотой начального положения этого блока.

Ситуации, подобные изображенной на фиг. 1, *б*, вызывают дополнительные трудности из-за того, что часть материала движется здесь вверх по склону. Если тыловая часть поверхности скольжения подверглась эрозии или опусканию, то наблюдению будет доступна только та часть наклонной плоскости, где движение происходило по восстанию, на основании чего гравита-

ционная тектоника может быть отвергнута (см. статью Лаубшера в этой книге). В случае модели растекания [1] (фиг. 1, *в*) возникает другая проблема, которая связана главным образом с тем, что трудно доказать факт вертикального расплющивания. Преимущество этой модели заключается в том, что 1) она устраняет проблему склона, так как материал может здесь двигаться и вверх по склону, и 2) не надо искать область тектонической денудации, что часто вызывает затруднения в моделях скольжения (см. статью Прайса в этой книге).

В итоге можно сказать, что за последние 25 лет достигнуты значительные успехи в решении проблем склона и механизма движения масс, хотя ни одна из этих проблем до сих пор не решена полностью.

Об этой книге. Настоящий сборник состоит из трех частей. В первой части роль силы тяжести обсуждается с общей точки зрения. Вторая и третья части представляют собой как бы «истории болезни» отдельных областей; в них дается оценка роли, которую играла сила тяжести при образовании деформаций, наблюдаемых в различных горных поясах. Вторая часть посвящена Альпийским горным цепям вокруг Средиземного моря, а в третьей части изложены взгляды североамериканских геологов на природу отдельных больших отрезков фанерозойских складчатых поясов Америки.

Региональные исследования лежат в основе всей геологической науки, но в то же время в них заключена опасность провинциализма и пристрастности к определенным идеям, так как чрезвычайно трудно быть столь же осведомленным о последних исследованиях в других частях света, как и в своей. Дополнительная цель второй и третьей частей этой книги — помочь читателю более полно познакомиться со строением и развитием горных поясов на другом континенте. Сопоставление геологических явлений на двух континентах — в Европе и Северной Америке — может показать, что некоторые из этих явлений лучше представлены на одном континенте, чем на другом, и что геологические идеи иногда развиваются параллельно, а иногда и по расходящимся линиям.

Альпийские системы в Средиземноморском регионе. Один из интереснейших фактов, на который указывается в нескольких статьях, посвященных рассматриваемой площади, — это широкий и, по-видимому, непрерывный диапазон колебаний размеров геологических тел: от мельчайших осадочных частиц, через крупные блоки, вплоть до гороподобных бескорневых осадочных глыб (клиппов, или олистолитов). Эльтер и Тревизан дают в этой книге [2] примеры таких переходов в огромные аллохтонные массы в Адриатическом бассейне и в бассейне По и подчеркивают важность олистолитов и олистостромов в тектонической истории Северных Апеннин. Кер описывает такие же переходы в Калабрийско-Сицилийской дуге и показывает, как наступающие тектонические покровы играли роль источников «орогенных» осадочных глыб (клиппов), которые накапливались в опускавшихся бассейнах. Это «олистолиты-предвестники», названные так Эльтером и Тревизаном и составляющие один из трех типов в их классификации; другие два типа связаны с осадкообразованием при слегка наклонном положении морского дна.

Олистолиты-предшественники и олистостромы обычно залегают среди хорошо датированных осадков и свидетельствуют о длительности времени,

---

[1] По-английски «spreading model». Английский термин «spreading» многозначен и не имеет точного эквивалента в русском языке. В зависимости от контекста мы переводим его как «разрастание», «расширение», «раздвижение» и т. п. В данном случае «растекание», по-видимому, наиболее подходящее слово, так как никакого «добавления» материала извне (которое оправдывало бы использование более распространенного термина «разрастание») в описываемой модели нет.— *Прим. перев.*

[2] В последующих ссылках на статьи, помещенные в сборнике «Сила тяжести и тектоника», слова «в этой книге» опускаются.

в течение которого происходило гравитационное скольжение аллохтонных масс. Эльтер и Тревизан показывают, что средняя скорость движения Сублигурийского покрова в бассейн Мачиньо (шириной 50 км) составляла около 1 см/год. Согласно Шукруну и Сэгюре, олистостромы и олистолиты формировались также перед аллохтонными образованиями в Пиренеях, причем по подсчетам, выполненным указанными авторами на основе возраста одновременно отлагавшихся осадков, скорость скольжения достигала там 0,5 см/год.

Обсуждая образование структуры Пиренеев, Шукрун и Сэгюре указывают в своей статье на вероятность нескольких различных моделей. Они соединяют модели, основанные на концепциях сжатия коры и гравитационной тектоники. Сжатие земной коры привлекается для объяснения особенностей структуры фундамента, таких, как покров Гаварни и Северо-Пиренейский разлом. Эта модель подтверждается ориентировкой кливажа и других мелких структурных элементов, а также отсутствием соответствующих площадей тектонической денудации в осевой части хребта. Восходящие вертикальные движения в ядре этого горного пояса вызвали смещение южно-пиренейского крыла на юг на расстояние до 50 км, обусловленное гравитационным скольжением, как это можно предположить по следам растяжения в перемещенных породах и по наличию площади денудации позади покрова.

Другой аргумент в пользу идеи свободного скольжения использовал Клар в своей статье о Восточных Альпах. Он утверждает, что конечная стадия движения надвинутых толщ Северных Известняковых Альп в среднетретичное время была, по всей вероятности, обусловлена силой тяжести, так как осадки предгорий доказывают, что центральная часть Восточных Альп уже задолго до этого подвергалась эрозии. Таким образом, не было того блока горных пород, который мог бы передавать давление в северном направлении. Кроме того, покровы Северных Известняковых Альп находились в движении уже в позднем мелу, перед последней стадией своего перемещения, и характер осадков этой эпохи позволил Клару высказать предположение о существовании склона, обращенного на север, что обусловило, возможно, подводное скольжение этих покровов в непрерывно погружавшийся Пеннинский прогиб.

Гравитационное происхождение Ультрагельветских покровов в Предальпах Франции и Швейцарии постулировалось и исходя из других соображений, а именно из наблюдений обратного расположения стратиграфических единиц в пачке этих покровов. Эти наблюдения использовались для доказательства последовательного соскальзывания покровов с приподнятой площади — явления, названного французскими авторами «разваливанием» (diverticulation) (см. фиг. 5 в статье Дебельмаса и Керкхове и фиг. 4 в статье Лемуана).

Поверхностная природа некоторых надвигов определяется тем, что они, по-видимому, «наползли» на эродированную поверхность суши и их движение носило эпиглиптический (постэрозионный) характер; это явление описано Дебельмасом и Керкхове для Суббриансонских и Пьемонтских покровов в Западных Альпах. Оно прекрасно проявилось также в Южных Альпах и упомянуто в статье Клара. Другое подтверждение неглубокого образования надвигов — замещение осадочного чехла аллохтонным чехлом более глубинного происхождения. Типичный участок такой замены осадочного плаща (remplacement de courverture) известен во Французских Альпах [4], а в настоящей книге аналогичный процесс описан Эльтером и Тревизаном для Северных Апеннин (замещение Тосканского осадочного чехла Лигурийским покровом).

Дебельмас и Керкхове используют данные о чрезвычайно малой мощности и большой ширине покрова Отапи (примерно 0,5 и 100 км соответственно) для обоснования вывода о том, что этот покров был передвинут под

действием силы тяжести. Его движение было, очевидно, исключительно быстрым — по меньшей мере несколько сантиметров в год, так как некоторые породы аллохтона имеют приблизительно тот же возраст, что и осадочные образования автохтона перед покровом.

Трюмпи также исследует скорость движения покровов. По его представлениям, вертикальные движения и скольжение — в целом относительно медленные и непрерывные явления, тогда как гигантские надвиговые перемещения, происходившие в Центральных Альпах в позднем эоцене и раннем олигоцене, носили эпизодический характер и имели большую скорость — не менее 4, а возможно, и 6 см/год. Эти значения выше скоростей перемещения гравитационных покровов, вычисленных для Северных Апеннин и Пиренеев, но некоторые другие гравитационные покровы (такие, как покров Отапи) двигались, возможно, со сравнимой скоростью. Можно поставить вопрос и о том, не происходят ли при гравитационной неустойчивости отдельные эпизоды скольжения с еще большей скоростью. Такие эпизоды могут перемежаться с продолжительными периодами покоя, так что средняя скорость в результате окажется низкой.

В целом вопрос о периодическом или о непрерывном характере орогенической активности поднят Вундерлихом. Его данные по Криту и Пелопоннесу указывают, по-видимому, на более или менее непрерывные орогенические движения в течение третичного времени. Предполагается, что гравитационные покровы перемещались на гребнях мигрирующих поднятий, как на волнах прибоя. Подход Вундерлиха к вопросу о роли силы тяжести заметно отличается от подхода других авторов настоящей книги. Он рассматривает современные аномалии силы тяжести в различных горных системах Средиземноморья и связывает их с определенной стадией тектонического развития, достигнутой каждой такой системой; при этом Критско-Пелопоннесская дуга является самой молодой, и только она претерпевает в настоящее время стадию складчатости.

В последней статье раздела о средиземноморской геологии Тернер описывает древнейшие пачки автохтонных пород Кипра, состоящие из огромной толщи шаровых лав, интрудированных крупным габбровым плутоном и бесчисленными дайками. Эту структуру часто сравнивают с ископаемым срединно-океаническим хребтом. Ультраосновные породы обнаружены в центре такой же толщи на горе Олимп; там их обычно считают блоком верхней мантии в основании этого ископаемого хребта, но Тернер выдвигает аргументы, показывающие, что гора Олимп — это, возможно, эрозионный остаток большой надвинутой массы — Кипрского гравитационного покрова.

Горные пояса Северной Америки. Растяжение коры в орогенную стадию развития в Северной Америке проявляется гораздо лучше, чем в Европе. Представляется, что в Европе растяжение коры меньше по масштабам, его труднее документировать и оно более характерно для геосинклинальной стадии, нежели для орогенной (Трюмпи). Тот факт, что в Западной Кордильере Северной Америки имело место растяжение, не вызывает сомнений, но степень и механизм этого растяжения спорны. Райт и Троксел отмечают, что на юго-западе Большого Бассейна верхняя часть коры растянулась по пологим сбросам на 30—50% и что в подстилающих слоях растяжение привело как к внедрению изверженных пород, так и к «твердому» течению вмещающих пород. С другой стороны, Хоуз и Данеш приводят примеры и количественную оценку растяжения, захватившего только верхнюю часть коры и выраженного пологими сбросами в тыловых частях очень крупных блоков; при этом молодые сбросы располагаются выше более древних. Во фронтальных же частях этих блоков отмечаются последовательные надвиги более древних пород на молодые. Таким образом, по мнению Хоуза и Данеша, фронтальное сжатие на востоке компенсирует растяжение в тыловой части, а блоки в целом движутся под действием силы тяжести.

Хоуз и Данеш обсуждают исключительно супраструктуру восточной части Большого Бассейна; инфраструктура той же площади рассматривается Робертсом и Криттенденом, которые описывают такие ее особенности, как проникающую деформацию, чешуйчатые надвиги и опрокинутые складки. Эти тектонические особенности указывают на сокращение коры в юрское и раннемеловое время, предшествовавшее поднятию, которое обусловило позднемеловое и раннетретичное скольжение в супраструктуре. Это представляет собой хороший пример штокверковой тектоники (Stockwerktektonik). Упомянутый термин введен Вегманом [18] и часто использовался в Европе для обозначения различных типов тектонического развития на разных глубинах в коре.

В восточной части Большого Бассейна нет таких примеров тектонической денудации, как в Апеннинах и Пиренеях, и остается нерешенным вопрос о том, соответствует ли величина растяжения верхних слоев коры в тыловых частях блоков наблюдаемым надвигам во фронтальных частях. Однако классический пример тектонической денудации наблюдается в Средних Скалистых горах Вайоминга; здесь обнажившаяся поверхность горы Харт-Маунтин случайно оказалась «захороненной» под чехлом вулканических пород сразу же после тектонической денудации (Пирс). Хотя нет никаких сомнений относительно гравитационного происхождения отторженных масс структуры Харт-Маунтин, возникает много вопросов (и они поставлены Пирсом) относительно механизма их перемещения.

Статья Мёнча о тектонике Аппалачей в западном Мейне особенно понравилась бы Хаарману, одному из основоположников гравитационной тектоники. Хаарман [6] считал, что складчатость в Рейнских Сланцевых горах возникла вследствие обусловленного силой тяжести движения вновь отложившихся осадков к центру геосинклинального трога (Volltroggleitung). Другие исследователи этой области не приняли интерпретацию Хаармана; отчасти это было обусловлено тем, что, по их мнению, возникновение кливажа осевой плоскости происходит гораздо позже, чем диагенез осадков. Нельзя сказать, что эту концепцию теперь следует полностью отбросить, особенно если учесть точку зрения Максвелла [9], который считает кливаж явлением, характерным для мягких осадков. Ван Беммелен [15] для описания сходного явления в Индонезии применил термин *осаждение в условиях сжатия* (compressive settling), но геологическое развитие синклинория Мерримак, как оно интерпретируется Мёнчем, имеет больше общего с развитием Рейнских Сланцевых гор, несмотря на некоторые особенности структуры, свидетельствующие об отдельных различиях. В период отложения клин кластических осадков в троге Мерримак разделился на оползневые тела, или «ячейки», в которых складки и разрывы настолько тесно связаны между собой, что Мёнч для их обозначения счел наиболее подходящим термин *складко-сброс* (fault-fold). Каждая ячейка вблизи барьера, ограничивающего впадину, была смята в складки и уплотнена под действием собственного веса. Мёнч проводит интересное сравнение между складчато-разрывными структурами Рейнджли и огромными Таконскими клиппами Вермонта.

Еще одна проблема, возникающая при интерпретации перемещения аллохтонных масс путем скольжения, связана с тем, что области зарождения покровов не обязательно находятся непосредственно позади них, а могут при последующих движениях испытать значительное горизонтальное смещение по сдвигам. Это великолепно показал Кей на примере Ньюфаундленда. В свою очередь сдвиги могут быть связаны с дрейфом плит литосферы, а свидетельством такого дрейфа служит кембро-ордовикский меланж Даннидж, образовавшийся, по мнению Кея, в желобе над зоной субдукции, вдоль которой океаническая кора была поддвинута в северо-западном направлении. В этом меланже были обнаружены выветрелые обломки граувакк и аргиллитов с гальками; создается впечатление, что он не только является

1770

смесью материалов разного литологического состава, но и имеет к тому же смешанное происхождение.

Сю пришел к такому же выводу при изучении толщи францисканских пород в Калифорнии. Там процесс осадконакопления сопровождался подводным оползанием, и это могло быть главной причиной появления экзотических включений. Впоследствии эта толща превратилась в меланж в результате волочения вниз вдоль зоны Бениоффа. Сю анализирует «подошвенный эффект» этого волочения и приходит к выводу о возможности образования частого чередования надвиговых поверхностей, типичного для меланжа.

Статьи Прайса, Фуза, Виле и Рута могут навести на мысль, что представление о гравитационном растекании (в противоположность гравитационному скольжению) ныне привлекает к себе интерес только в Северной Америке. Хотя в 1953 г. Вундерлих [19] опубликовал статью о структуре Гарца, из которой следует, что тектоническое развитие этого региона вполне сравнимо с развитием горного сооружения Бертут, описанного Фузом в настоящей книге, тем не менее представляется, что хорошие примеры растекания имеются только в Северной Америке.

Гравитационное расплющивание и растекание указывают на непрерывную деформацию масс под действием собственного веса, причем расплющивание связано главным образом с вертикальными, а растекание — с латеральными движениями. Как подчеркивает Прайс в статье о Скалистых горах южной Канады, отнесение того или иного проявления деформации к «связному» или «прерывистому» типу зависит от масштаба наблюдений: смещение вдоль серии дискретных поверхностей скольжения, хорошо различимых в масштабе обнажения, можно рассматривать как связное течение в масштабе целого горного пояса. Если растекание происходит на дискретной поверхности скольжения, то перемещение может быть направлено как вниз, так и вверх по склону; гравитационное растекание со смещением материала вверх по склону возможно в том случае, если верхняя граница деформированной массы имеет достаточно большой наклон в направлении тектонической транспортировки.

Растекание не обязательно ограничивается верхней частью коры. Это показано Фузом на примере структуры Средних Скалистых гор в Вайоминге и Монтане. Поднятие коровых блоков способствует расширению макротрещин и развитию микротрещин в кристаллических породах, что вызывает изгибание первоначально вертикальных разрывов между блоками и превращение их во взбросы. Продолжающееся поднятие и свободное расширение блока приводят к возникновению внутри него грабена и местами к выполаживанию ограничивающих разрывов. Деформация поднятого блока под действием силы тяжести очень похожа на гравитационное растекание, если масштаб наблюдений достаточно велик. Отдельные частные перемещения материала в верхней части поднятой массы, происходящие под влиянием растяжения, и дискретные движения на ее краях, обусловленные сжатием, образуют, таким образом, единую картину непрерывной деформации расплющивания и растекания.

Виле высказывает в своей статье мнение, согласно которому горные породы поднятия Бентон — Брокен-Боу образуют пачку тектонических покровов, соскользнувших во флишевый бассейн в миссисипское время. Небольшие гравитационные оползни и олистостромы с верхних частей этих покровов создали дополнительную нагрузку во флишевом бассейне; при этом «общий вес всех этих пород действовал как пресс, выжимавший содержимое бассейна к северу и вверх по склону».

Вопрос о наклоне фундамента, по которому осадочный чехол складчатой системы Аппалачей был смещен на северо-запад, обсуждается в статье Рута. Этот автор приходит к выводу об отсутствии указаний на то, что раньше этот фундамент испытал поднятие на 9 км, необходимое для образования

склона, по которому происходило бы гравитационное скольжение чехла. С другой стороны, как указано в статье Робертса и Криттендена и в статье Шолтена, не обязательно должна существовать прямая зависимость между наклоном фундамента и наклоном поверхности срыва, если только не доказано, что это одна и та же поверхность.

Статья Шолтена приводит к заключению, что в смежных отрезках горной цепи преобладающими могут быть различные тектонические процессы. Развитие Скалистых гор (США) к востоку от батолита Айдахо с характерным для этого участка гравитационным скольжением и образованием каскадов вдоль наклонной зоны срыва резко отличается от развития Скалистых гор далее к северу, где деформации вызваны всплыванием легкого материала и гравитационным растеканием в соответствии с моделью Прайса. Прайс подчеркивает, что последний процесс приводит к изостатическому погружению краевых частей платформы перед наступающими массами, причем осадконакопление в этом мигрирующем передовом прогибе отражает интенсивность деформации во всем складчатом поясе.

Выводы. Авторы, опубликовавшие свои статьи в этой книге, подчеркивают несколько фундаментальных положений:

1. Деформация земной коры происходит под действием многих различных причин и приводит к появлению разнообразных структур.
2. Сила тяжести является одним из факторов тектонического развития многих горных поясов.
3. Роль силы тяжести, как выяснилось, существенно меняется от места к месту.
4. Значение, придаваемое силе тяжести в тектонике, зависит в основном от масштаба наблюдений.

К. А. Де Джонг
Р. Шолтен

Юниверсити-Парк, Пенсильвания
Цинциннати, Огайо
Июнь 1972

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dal Piaz, Giambattista*, L'influenza della gravità nei fenomeni orogenetici, Atti Reale Accad. Sci. Torino, **77**, pp. 1—52, 1943.
2. *De Sitter L. U.*, Structural geology, 2nd ed., New York, McGraw-Hill, 551 p., 1964 [см. русский перевод: *Де Cummep Л.*, Структурная геология, ИЛ, М., 1960].
3. *De Wijkerslooth de Weerdesteijn P. J. C.*, Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toscanas, Amsterdam, Geologisch Instituut, 426 p., 1934.
4. *Ellenberger F.*, Etude géologique du Pays de Vanoise, Mém. Serv. Carte Géol. France, 561 p., 1958.
5. *Goguel J.*, Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre, Mém. Expl. Carte Géol. France, 530 p., 1948.
6. *Haarmann E.*, Die Oszillationstheorie, eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond, Stuttgart, Ferdinand Enke, 260 p., 1930.
7. *Hubbert M. King, Rubey W. W.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluid-filled porous solutions and its application to overthrust faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 115—166, 1959.
8. *Kehle R. O.*, Analysis of gravity sliding and orogenic translation, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 1641—1664, 1970.
9. *Maxwell J. C.*, Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware water gap area, New Jersey and Pennsylvania, in: *Engel A.E.J. and others*, eds., Petrologic studies, A volume in honor of A.F. Buddington, New York, Geol. Soc. Am., pp. 281—311, 1962.
10. *Reyer E.*, Theoretische geologie, Stuttgart, 868 p., 1888.
11. *Reyer E.*, Geologische und geographische Experimente: I. Heft: Deformation und Gebirgsbildung, Leipzig, Engelmann, 52 p., 1892.

12. *Reyer E.*, Geologische und geographische Experimente: III. Heft: Rupturen; IV. Heft: Methoden und Apparate, Leipzig, Engelmann, 32 p., 1894.
13. *Steinmann G.*, Alpen und Apennin, Monatsber. Deut. Geol. Ges., 59, pp. 117—185, 1907.
14. *Van Bemmelen R. W.*, Kritische beschouwingen over geotektonische hypothesen, Natuurk. Tijdschr. Ned.-Indie, **91**, pp. 93—117, 1931.
15. *Van Bemmelen R. W.*, The geology of Indonesia, **Ia**: General geology of Indonesia and adjacent archipelagoes, Den Haag, Government Printing Office, Martinus Nijhoff, 732 p., 1949 [см. русский перевод: *Ван Беммелен Р. В.*, Геология Индонезии, ИЛ, М., 1957].
16. *Van Bemmelen R. W.*, New views on East Alpine orogenesis, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, **18**, pp. 99—116, 1960.
17. *Van Bemmelen R. W.*, On mega-undations; a new model for the earth's evolution, Tectonophysics, **3**, pp. 83—127, 1966.
18. *Wegmann C. E.*, Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge), Bull. Com. Géol. Finl., **92**, pp. 58—76, 1930.
19. *Wunderlich H. G.*, Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg, Geol. Rundschau, **41**, pp. 200—223, 1953.

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о том, какую роль играет сила тяжести при возникновении и развитии тектонических процессов различного масштаба на разных глубинах в коре и мантии Земли, широко обсуждается уже в течение более чем столетия. Временами концепции, согласно которым сила тяжести является главной причиной тектонических движений, оказывали большое влияние на геологическое мировоззрение, временами же влияние таких концепций было незначительным В прошлом десятилетии при разработке положений тектоники плит упор на изучение горизонтальных движений привел к тому, что обсуждение вопросов о гравитационных процессах в коре почти прекратилось, вероятно, необоснованно. Однако такое обсуждение остается во многих отношениях полезным и способствует дальнейшему развитию и углублению наших представлений о тектонике. Поэтому в настоящее время вполне целесообразно вновь рассмотреть роль силы тяжести при деформациях земной коры.

Наиболее четко представления о тектонических деформациях на всех глубинах и всех размеров изложены в ряде статей и книг Р. В. Ван Беммелена, опубликованных начиная с 1931 г. Довольно неясно сформулированные идеи, воплощенные в осцилляционной теории Хаармана, он развил в свою более конкретную теорию ундаций. Первичные «геотуморы», появление которых, по Хаарману, связано с «космическими причинами», стали в теории Ван Беммелена ундациями, вызываемыми внутренними источниками энергии в Земле. Вторичный тектогенез понимался как результат гравитационного выравнивания, удаления материала с этих больших поднятий. Важность учета масштабов явления и глубины, на которой оно происходит, подчеркивалась все сильнее и сильнее, и в конце концов первичные поднятия были классифицированы на местные (локальные), малые, мезо-, гео- и мегаундации, причем указывалось, что глубинные мегаундации приводят к дрейфу континентов и раскрытию океанических бассейнов путем латерального скольжения в глобальном масштабе. Таким образом, по Ван Беммелену, все тектонические движения можно считать выражением единой динамической системы перемещения масс: вертикального, нарушающего равновесие, и субгоризонтального, возвращающего к равновесию, причем первое вызывает возрастание потенциальной гравитационной энергии, а второе связано с уменьшением этой энергии. Не будет, вероятно, преувеличением сказать, что до сих пор такой взгляд на тектонику является наиболее полным и перспективным, и именно по этой причине настоящий сборник посвящен человеку, развивавшему эту систему взглядов в течение более четырех десятилетий целеустремленной полевой работы и обобщившему огромный объем разнообразной геологической литературы и творческих теоретических исследований.

Целью этой книги не является, однако, представить коллекцию работ «истинных приверженцев вероучения», как это и увидит читатель. Это было бы совершенно чуждо духу самого Ван Беммелена, который всегда находил новые факты и новые идеи, и они позволяли ему улучшать, расширять и даже основательно изменять его собственные представления, сформировавшиеся к определенному времени. Он скорее сеет семена, а не диктует замороженную систему. Множество новых фундаментальных данных, касающихся таких проблем, как тектоника плит и механизм деформации, было получено в последние годы. Настало время провести новый обзор и уяснить, как разные авторы оценивают роль силы тяжести в тектонике, учитывая меняющийся уровень знаний, меняющееся понимание тектонических принципов и особенностей развития отдельных горных систем.

Июнь 1972 *Редакторы*

О РЕЙНЕ В. ВАН БЕММЕЛЕНЕ

Мы стояли на балконе моего дома в Пало-Альто (Калифорния), смотрели на Береговые хребты и залив Сан-Франциско и говорили о процессах горообразования. Непринужденность нашего разговора, необычная широта и свободное течение мысли указывали на характер нашего гостя так же ясно, как и уже опубликованные его работы. Шел 1961 год. Перед этим я встречался с профессором Рейном Ван Беммеленом на сессиях Международного геологического конгресса в 1952 и 1960 годах. Во время своего трехмесячного путешествия по Соединенным Штатам в 1961 году он был гостем Американского геологического института. Ван Беммелен произвел глубокое впечатление на многих американских геологов своим обаянием, широтой и захватывающей силой геологического мышления. Было ясно, что он чуток и восприимчив к идеям других и что ему нравится слушать и обсуждать различные мнения.

В тот день, насколько я помню, мы говорили в основном о тектонической обстановке и о механизме формирования впадины и горного сооружения Невады, где он перед этим был в полевом маршруте, и Средних Скалистых гор, где я работал в 50-е годы; при этом он широко привлекал данные своих полевых наблюдений в Альпах и в Индонезии, когда это имело связь с обсуждавшимися вопросами. Из нашей дискуссии я вынес два ярких впечатления. Первое — это тот замечательный путь, которым шел Ван Беммелен, стремясь объединить широкое разнообразие геологических данных и обобщить их. Мне было ясно, что он всеми силами пытается понять всю геологическую историю в *целом*. При этом Ван Беммелен имел смелость не задерживаться на случайных мелких деталях, хотя он и интересовался этими деталями, не желая упустить их из виду.Отвечая на более простые геологические вопросы: что?, где?, когда?, он, очевидно, искал также ответы на вопросы: почему? и как?. Второе впечатление того дня — это его убежденность во всеобщем значении вертикальных движений в коре и мантии (происходящих под действием силы тяжести) как главной причины горизонтального перемещения больших блоков земной коры.

После двухлетнего перерыва, во время моего годичного пребывания в Европе, мне удалось несколько раз встретиться с Ван Беммеленом при самых различных обстоятельствах: на собрании Геологического союза (Geologische Vereinigung) в Берне, где мы были окружены учеными-коллегами, в Утрехтском университете, куда я приехал читать лекции, и еще раз в полевой экскурсии, которую Ван Беммелен и профессор М. Г. Руттен проводили для своих студентов в Альпах и Доломитовых Альпах. После этих встреч у меня осталось по меньшей мере три ярких впечатления.

В поле Ван Беммелен оказался исключительно глубоким, проницательным наблюдателем и часто точно предсказывал характер следующего обнажения, хотя это была новая для него территория. И много раз он стремился еще в поле построить гипотезу геологического развития «в целом», тем самым привлекая наше внимание к поискам доводов, которые подтвердили бы эту гипотезу или заставили бы изменить ее.

Второе мое впечатление возникло после долгого личного разговора, который был у нас во время собрания в Берне. Ван Беммелен излагал свои последние идеи по теории ундаций и гравитационной тектонике и «беспокоился» по поводу природы некоторых новых геологических данных, полученных при изучении Срединно-Атлантического рифта и в океанических

впадинах. Эти данные как будто бы подтверждали концепцию дрейфа континентов. Он высказался тогда в том смысле, что некоторые из его более ранних представлений были, по сути, чересчур «фиксистскими» и что, может быть, надо разработать более «мобилистскую» концепцию, согласующуюся с новыми данными. И действительно, его статьи, опубликованные в 60-е годы, показывают эволюцию представлений, касающихся глобальной тектоники. Эти статьи свидетельствуют, с одной стороны, о непоколебимой твердости убеждений в отношении основ его более ранних представлений, а с другой — о большой гибкости мировоззрения, позволяющей ему принимать новые данные и новые идеи и расставаться с частью прежних гипотез, не сковывая себя при этом чувством ложной гордости.

Мое третье впечатление полностью связано с личностью Ван Беммелена. Мне нравилось наблюдать его дружеское отношение к студентам: ни снисходительное, ни слишком мягкое, а скорее стимулирующее, открытое и приносящее пользу. От других, да и от самого Рейна, я знал кое-что о его глубокой привязанности к жене и его сознательных попытках ограничить свою профессиональную деятельность, чтобы быть с женой как можно больше времени. Однажды, в Голландии, когда я пришел к ним в гости, я познакомился с «Поп»— его очаровательной женой, чуткой и приятной женщиной, и ощутил какую-то необычную теплоту между ними, глубокое удовлетворение, которое они давно уже получают от общения друг с другом. Каждый наблюдавший их видел, какой огромной поддержкой Рейну Ван Беммелену в профессиональной деятельности стала его жена.

* * *

Рейн Ван Беммелен родился в Джакарте, столице Голландской Ост-Индии, в 1904 г. Там он окончил школу, а в 1921 г. был зачислен в Делфтский технологический университет, где стал ассистентом профессоров Х. А. Броуэра и Г. А. Ф. Моленграфа. Диссертация, защищенная им в 1927 г., была результатом его исследований Бетской Кордильеры в испанской провинции Гранада.

Ван Беммелен возвратился на Яву геологом и горным инженером. В 1934—1935 гг., выехав в Европу, он занимался изучением механики грунтов с профессором Карлом Терцаги в Венском технологическом университете. В 1940 г. он был назначен руководителем Вулканологической службы Голландской Ост-Индии.

Во время японского вторжения на Яву Ван Беммелен служил в ополчении. С марта 1942 г. до конца 1945 г. он находился в плену. После освобождения он изъездил всю разрушенную войной Яву в поисках жены и сына. В конце концов он нашел их в одном из лагерей и увез оттуда в безопасное место.

В 1946 г. Ван Беммелен уехал с Явы в Гаагу, где голландское правительство уполномочило его составить отчет об общей геологии и полезных ископаемых Индонезии. Первоначальный текст этой рукописи и все иллюстрации были утеряны во время войны, и требовалось написать все снова, подготовить карты и разрезы. Результатом этой гигантской работы стало широко известное трехтомное исследование «Геология Индонезии», которое появилось в 1949 г., как бы отмечая столетие Голландской Ост-Индской горно-геологической службы.

С 1950 г. и до своей отставки в 1969 г. Ван Беммелен был профессором геологии в Утрехтском университете, где читал курс полезных ископаемых и оказывал глубокое влияние на поколения молодых геологов своими исследованиями, лекциями, обсуждениями и практическим руководством в поле, не говоря уже о стимулирующем воздействии на геологическое мышление его коллег в Европе и во всем мире.

Замечательная научная продукция Ван Беммелена, которая выразилась более чем в 180 публикациях, написанных на голландском, немецком, французском и английском языках в течение 45-летнего периода — с 1927 по 1972 г., посвящена главным образом трем предметам: вулканам и вулканизму, гравитационной тектонике и теории ундаций. Другие предметы, на которые он направлял свое внимание,— это полезные ископаемые, методика и философия геологии, а также примеры воздействия вулканической деятельности на историю человечества. Кроме того, Ван Беммелен составил шесть основных геологических карт Суматры и Явы масштаба 1 : 100 000 и выпустил монументальное исследование по геологии Индонезии.

Когда 8-летним ребенком Рейн был взят его отцом-метеорологом на вершину одного из вулканов вблизи Бандунга на Яве, он решил стать вулканологом, чтобы понять происхождение этого вулкана и его историю. Примерно через двадцать лет он описал этот вулкан в статье, которая показала его интерес как к вулканологии, так и к гравитационной тектонике [5] [1]. По его мнению, вулкан Прахоэ стал слишком крутым для своей высоты и обрушился. Ван Беммелен описал впадину Тоба на Суматре как большую кальдеру [6], и вместе с Руттеном в 1955 г.— кальдеры Исландии [9]. Впоследствии он показал, как влияет образование кальдер вулкана Санторин (в восточной части Средиземного моря) на геологическое строение острова и хозяйственную деятельность людей [16].

Хотя интерес Ван Беммелена к вулканологии не прекращался в течение всей его работы, еще более значительный вклад в науку он внес изучением гравитационной тектоники, а также своими обобщениями, выразившимися в разработке теории ундаций. Еще на Яве он — тогда молодой человек — был захвачен идеями Эриха Хаармана, изложенными в его книге «Осцилляционная теория» («Die Oszillationstheorie), опубликованной в 1930 г. Идея Хаармана о том, что вертикальные движения в коре имеют первостепенное значение, без колебаний была принята Ван Беммеленом. Многие выводы и идейная направленность всей его последующей замечательной работы сформировались в то время и основаны на этом представлении. Сила тяжести определяет тектоническое устройство не только в очагах активного вулканизма [5], заключил Ван Беммелен, но также в большем масштабе в горных поясах, например в Альпах [3, 8]. С начала 1960-х годов он использует эти идеи для объяснения природы еще более грандиозных процессов, таких, как дрейф континентов [11, 13, 17]. Исследования Ван Беммелена характеризуют стремление к исчерпывающему объяснению всех особенностей тектонического развития типичных областей (например, Южных и Юго-Восточных Альп; [14, 15]) и к установлению причин и механизма коро-мантийных процессов, а также деталей, выявляющихся при кинематическом анализе.

За 40 лет, прошедших с того времени, как Ван Беммелен впервые наметил основные черты своей обобщающей теории ундаций земной коры, и по мере того, как она постепенно меняла свой характер от весьма фиксистского к более мобилистскому и от рассмотрения мелких явлений переходила к очень крупным объектам, он не перестал считать геологические процессы циклическими: процессы, нарушающие равновесие, вызывают процессы, приводящие к равновесию, а те на определенной стадии становятся процессами, нарушающими равновесие, и т. д. Таким образом, в коре должен происходить процесс, при котором вертикальные движения нарушают гравитационное равновесие, и соответственно в коре и мантии возникают горизонтальные силы, которые «пытаются» восстановить равновесие. Движущую силу этих циклических явлений Ван Беммелен искал в физико-химических процессах: сначала в коре [2, 8], а позднее в мантии [11, 17]. Вертикальные движения —

[1] Номера в скобках — ссылки на работы, помещенные в разделе «Главные публикации Р. В. Ван Беммелена».

это ундации (первичная тектоника), а горизонтальные выравнивающие движения — это гравитационная (вторичная) тектоника. Во всех опубликованных работах по теории ундаций он пытался дать четкую интерпретацию тектонического развития земной коры [13, 17].

Ван Беммелен глубоко убежден, что знания эволюционируют и теории могут меняться. В конце введения к последнему обзору его исследований, составленному Гансом Хавеманом [1], он написал: «Ich hoffe, dass die folgende Generation der Erdwissenschaftler daraus besonders die positiven und brauchbaren Ansichten für eine synthetische Konzeption der Erdgeschichte herauslesen wird». («Я надеюсь, что будущее поколение исследователей Земли воспримет из этих идей положительные и полезные стороны и применит их, создавая новую обобщающую концепцию истории Земли».) Четко и ясно изложив свои представления, направленные к пониманию процессов в недрах Земли, Рейн Ван Беммелен сделал огромный вклад в развитие геологической мысли в нашем столетии.

Ричард М. Фуз

Факультет геологии,
Амхерстский колледж,
штат Массачусетс

ГЛАВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ Р. В. ВАН БЕММЕЛЕНА [2]

1 Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de Provincie Granada, Delft, Waltmann, 176 p., 1927. («Исследование по геологии Бетских гор в провинции Гранада», диссертация. Факультет горного дела Технического университета в Делфте, Нидерланды. Консультант Х. А. Броуэр.)

2. De Undatie-theorie (hare afleiding en toepassing op het westelijk deel van den Soendaboog) (Engl. summary). Natuurk. Tijdsch. Ned. Indie, **92**, pp. 85—242, 1932. («Теория ундаций и ее применение к западной Индонезии».)

3. Die Anwendung der Undationstheorie auf das Alpine System in Europa, Proc. Kon. Akad. Wetensch. Amsterdam, **36**, pp. 686—694, 1933. («Применение теории ундаций к альпийской системе в Европе». Выделены вертикальные первичные и горизонтальные вторичные движения в горных поясах Средиземноморья.)

4. The undation theory of the development of the earth's crust, Proc. 16th Intern. Geol. Congr. Washington, D.C., **2**, pp. 965—982, 1933. («Ундационная теория развития земной коры». Первое описание теории ундаций в легко доступном периодическом издании.)

5. Ein Beispiel für Sekundärtektogenese auf Java, Geol. Rundschau, **25**, pp. 175—194, 1934. («Пример вторичного тектогенеза на Яве». Об обрушении одного из вулканов в Индонезии.)

6. The volcano-tectonic origin of Lake Toba (North Sumatra), De Ing. Ned. Indie, **6**, pp. 126—140, 1939. («Вулкано-тектоническое происхождение озера Тоба». Озеро Тоба — типичный пример вулкано-тектонической депрессии.)

7. The geology of Indonesia: Vol. **IA**, General Geology, 732 p.; Vol. IB, Portfolio; Vol. **II**, Economic Geology, 265 p. The Hague, Staatsdrukkerij/Martinus Nijhoff, 1949. («Геология Индонезии». Том Iа. «Общая геология». Том. Iб. «Графика». Том. II. «Полезные ископаемые». Монография переиздана в 1970 г.) [см. русский перевод: *Ван Беммелен Р. В.*, Геология Индонезии, ИЛ, М., 1957].

[1] *Havemann H.*, Die Entwicklung der Undationstheorie R. W. Van Bemmelens, Geologie, **18**, pp. 775—793, 1969.

[2] Более подробные списки публикаций Р. В. Ван Беммелена можно найти в библиографиях работ [7] и [17]. Приблизительно 180 его работ группируются следующим образом: 24 статьи о вулканических явлениях, 62—о тектонике (особенно о теории ундаций), 24—о региональной геологии Индонезии, 8—о структуре Альп, 35 — на петрологические темы, 10 — о месторождениях полезных ископаемых и 18 статей на разные другие темы.

8. Mountainbuilding, The Hague, Martinus Nijhoff, 177 p., 1954. («Горообразование». Обсуждается теория ундаций и ее применение при изучении геологии Индонезии.) [См. русский перевод: *Ван Беммелен Р.*, Горообразование, ИЛ, М., 1956.]

9. Tablemountains of Northern Iceland. Leiden, Brill, 217 p. (With M. G. Rutten), 1955. («Столовые горы Северной Исландии». Совместно с М. Г. Руттеном.)

10. New views on East-Alpine orogenesis, Rep. 21st Intern. Geol. Congr. Copenhagen, 18, pp. 99—116, 1960. («Новые взгляды на восточноальпийский орогенез». Крупные надвиги, обусловленные сжатием, трактуются как результат разрастания земной коры.)

11. The scientific character of geology, Journ. Geol., 69, pp. 453—463, 1961. («Характер геологической науки». Из нескольких статей Р. В. Ван Беммелена на данную тему, эта — единственная, написанная на английском языке.)

12. Geotektonische Stockwerke (eine relativistische Hypothese der Geotektonik), Mitt. Geol. Ges. Wien, 55, pp. 209—232, 1962. («Геотектонические штокверки (релятивистская гипотеза геотектоники)». Введение в концепцию релятивизма в структурной геологии.)

13. Phénomènes géodynamiques, à l'échelle du globe (géonomie), à l'échelle de l'écorce terrestre (géotectonique) et à l'échelle de l'orogénèse alpine (tectonique), Soc. Belge Géol. Paléontol. Hydrol., Mem. 8, 127 p., 1964. («Геодинамические явления: в масштабе земного шара (геономия), в масштабе земной коры (геотектоника) и в масштабе альпийского орогенеза (тектоника)». Ясная, логичная статья; дрейф континентов рассматривается исключительно как вторичное явление, в то время как мегаундации считаются первичными.)

14. The structural evolution of the Southern Alps, Geol. Mijnb., 45, pp. 405—444, 1966. («Развитие структуры Южных Альп». Эта статья объединяет результаты полевой геологической практики студентов Утрехтского университета в Южных Альпах.)

15. Tektonische Probleme der Östlichen Südalpen, Geol. Ljublijana, 13, pp. 133—158, 1970. («Тектонические проблемы Юго-Восточных Альп». Четвертая статья из серии работ, касающихся структуры Юго-Восточных Альп.)

16. Four volcanic outbursts that influenced human history (Toba, Sunda, Merapi, Thera), Acta 1st Intern. Sci. Congr. on Thera, Sept. 1969, pp. 136—151, 1971. («Четыре вулканических извержения, которые оказали влияние на историю человечества (Тоба, Сунда, Мерапи, Тира)».)

17. Geodynamic models, an evaluation and a synthesis, Amsterdam, Elsevier, 267 p., 1972. («Геодинамические модели: оценка и обобщение». Переиздание 5 статей 1964—1970 гг. по теории ундаций, с введением и заключением).

18. Driving forces of Mediterranean orogeny (Tyrrhenian test case). Geologie en Mijnbouw, 51, pp. 548—573, 1972. («Движущие силы средиземноморской орогении (на примере изучения Тирренского моря)». Критический обзор новых данных по Тирренскому региону, приводящий к модели активного мантийного диапиризма как движущей силы орогенеза.)

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

ВВЕДЕНИЕ

Р. Шолтен[1], *К. А. Де Джонг*[2]

Все статьи, включенные в первую часть, касаются теоретических и экспериментальных работ, имеющих значение для всех разделов геодинамики. Дрейф континентов и тектоника плит — главные темы первых двух статей, написанных Прессом и Якоби. Значение вертикальных движений подчеркивается Шёйлингом в свете геотермических исследований и Рамбергом — в свете экспериментального изучения действия силы тяжести. Следующая за этими работами статья Дерни и Рамсея показывает, как изучение мелких структурных особенностей позволяет проникнуть в сущность тектонических процессов большего масштаба. Последняя статья первой части — статья Войта о механизме гравитационного скольжения, устанавливаемом на основе изучения оползней.

Все эти авторы обсуждают вопросы гравитационной неустойчивости в верхних слоях Земли, происходящие на разных глубинах и в разных масштабах. Гравитационную неустойчивость связывали с дрейфом континентов начиная с Тейлора [8] и Вегенера [10], постулировавших эту концепцию. Тейлор предположил, что медленное расползание континентов от полюсов вызвало возникновение дугообразных горных поясов в зоне Тетиса, а Вегенер привлек соображение о гравитационном притяжении экваториального вздутия. Дели [2] и Хаарман [3] также подчеркивали значение гравитационных сил: они связывали процесс горообразования в островных дугах со скольжением континентов по наклонной плоскости.

Как известно, в прошлом десятилетии теория континентального дрейфа получила новый импульс. При этом Ван Беммелен [9] был первым, кто предположил, что плиты не пассивно реагируют на движения в верхней мантии, не транспортируются конвективными токами, а активно скользят по субстрату вследствие того, что континенты обладают свободной потенциальной энергией. Вспучивание в мантии понимается как первичное движение, а вторичным считается главным образом горизонтальное движение крупных плит коры, несущих на себе континенты.

Сейсмологические данные, свидетельствующие о том, что литосфера имеет большую плотность, чем астеносфера, представлены Прессом, который предлагает и петрологические модели для этой схемы. Пресс доказывает, что система литосфера — астеносфера обладает достаточной потенциальной энергией для того, чтобы вызвать движение коровых плит. Якоби также анализирует структуру земной коры и мантии и показывает, что гравитационная неустойчивость литосферы относительно подстилающей ее астеносферы приводит к диапировому всплыванию последней. Образующийся при этом наклон верхней границы астеносферы достаточен для того, чтобы привести литосферные плиты в движение. Другое выражение гравитационной неустой-

---

[1] Факультет наук о Земле, университет штата Пенсильвания, Юниверсити Парк, Пенсильвания.

[2] Геологический факультет, Цинциннатский университет, Цинциннати, Огайо.

чивости в системе литосфера — астеносфера — это погружение фронтальных частей плит литосферы в верхнюю мантию. Погружающиеся блоки литосферы тянут за собой плиты по направлению к глубинным желобам.

Механическая энергия в системе литосфера — астеносфера на несколько порядков меньше энергии, выносимой к поверхности тепловым потоком. Такова основная посылка, используемая Шёйлингом для разработки геотермической модели развития земной коры. В его модели гравитационная неустойчивость объясняется как результат нагревания верхней мантии под континентами, которые действуют как теплоизоляционные покрывала для мантии. Шёйлинг предлагает также геотермическую модель развития складчатых поясов. Он подсчитывает эффект выделения тепла в линейных поясах или в центре утолщения коры и показывает, что там должны происходить большие вертикальные поднятия. Посредством такой модели он объясняет тектоническое развитие Киклад — центра складчатости на перегибе Средиземноморской горной цепи (Эгейская дуга).

Войт указывает, какие новые количественные данные можно получить при детальном изучении хорошо известного оползня на Аляске. Весьма неожиданным оказалось то, что субгоризонтальная составляющая силы тяжести, действующая при уклоне 4°, меньше, чем боковое давление «пластичных клиньев» на тыловую часть оползня. Это еще раз показывает, насколько тщательной должна быть интерпретация перемещения аллохтонных масс — будь то оползни или тектонические чешуйчатые надвиги. Это исследование неминуемо должно было привести Войта к «оползневой» интерпретации одного из наглядных примеров гравитационной тектоники в Америке — надвига Харт-Маунтин (см. также статью Пирса в третьей части этой книги).

При анализе масштаба и характера той роли, которую сыграла сила тяжести при перемещении Гельветских покровов в Швейцарии, возникает ряд вопросов. Ампферер начал их обсуждение в 1934 г., заявив, что Гельветские покровы в горах Гларус соскользнули с массивов, находящихся на юге [1]. При описании механики покрова Гларус Сю [4] провел различие между главным движением, не связанным с силой тяжести, и более поздним движением, которое, возможно, имело гравитационную природу. Можно ожидать, что новая методика исследований по структурной геологии, предложенная Дерни и Рамсеем в их статье, в конечном счете позволит лучше понять направления и механизм перемещения надвигов гельветского типа. Их исследование связано с изучением геометрии кристаллов, рост которых происходит во время движения покровов. Имея такие сведения, можно сделать хронологическое сопоставление истории деформации от одного покрова к другому.

Экспериментальный подход Рамберга к проблемам структурной геологии ведет к сравнению деформационных структур в очень маленьких объектах (5—10 см) с деформациями в крупных геологических телах. Эксперименты неоднократно играли главную роль в объяснении тектонических явлений. Возможно, что концепция гравитационной тектоники получила признание раньше, если бы Холл, первый экспериментатор в структурной геологии, наклонил свой стол, и скатерть, соскальзывая, смялась бы в складки под действием своей свободной потенциальной энергии, вместо того чтобы сминать эту скатерть на столе руками. Рейер [6] ясно показал, что уменьшение временно́го фактора при экспериментах необходимо компенсировать коренным изменением свойств материалов. Он использовал смесь глины и воды, подобную той смеси, какую использовали в более поздних опытах Ганс и Эрнст Клоосы. Математическая теория масштабных моделей, разработанная Хаббертом [5], показывает, что используемые в опытах материалы должны иметь очень низкую вязкость, такую, как у меда. Это делает практически невозможным точное изучение деформаций, происходящих во время экспери-

мента. Чтобы преодолеть эту трудность, Рамберг использовал центрифугу и получил таким образом возможность применять материалы с гораздо большей вязкостью. Результаты его экспериментов, проводившихся при строгом соблюдении требований теории масштабных моделей, соответствуют таким важным геологическим явлениям, как формирование баталитов, тектонических покровов, гнейсовых куполов и срединно-океанических хребтов.

Взятые вместе, статьи этого раздела показывают, что в последние годы достигнуты большие успехи в изучении роли гравитационных сил в геодинамических процессах и что разработаны подходы, проливающие свет на эту проблему.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ampferer O.*, Über die Gleitformung der Glarner Alpen, Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., **143**, pp. 109—121, 1934.
2. *Daly R. A.*, Our mobile earth, New York, London, C. Scribner's Sons, 342 p., 1926.
3. *Haarmann E.*, Die Oszillationstheorie, eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond, Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag, 260 p., 1930.
4. *Hsü K. J.*, A preliminary analysis of the statics and kinetics of the Glarus overthrust, Eclog. Geol. Helv., **62**, pp. 143—154, 1969.
5. *Hubbert M. K.*, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, Geol. Soc. Am. Bull., **48**, pp. 1459—1520, 1937.
6. *Reyer E.*, Geologische und geographische Experimente, I, III, IV, Leipzig, Engelmann, 52 p., 15 p., 17 p., 1892—1894.
7. *Schardt H.*, Sur l'origine des Préalpes romandes, Eclog. Geol. Helv., **4**, pp. 129—142, 1893.
8. *Taylor F. B.*, Bearing of the Tertiary mountain belts on the origin of the earth's plan, Geol. Soc. Am. Bull., **21**, pp. 179—226, 1910.
9. *Van Bemmelen R. W.*, Phénomènes géodynamiques à l'échelle du globe (géonomie), à l'échelle de l'écorce terrestre (géotectonique) e à l'échelle de l'orogénese alpine (tectonique), Soc. Belge Géol. Paléontol. Hydrol., Mém. 8, 127 p., 1964.
10. *Wegener A.*, Die Entstehung der Kontinente, Peterm. Mitt., **58**, pp. 185—195, 253—256, 305—309; Geol. Rundschau, **3**, pp. 276—292, 1912.

ГРАВИТАЦИОННАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ [1]

Ф. Пресс[2]

Кинематика тектоники плит в настоящее время понята достаточно хорошо, в особенности кинематика относительных движений крупных плит. Этот прогресс обусловлен в первую очередь развитием палеомагнитной стратиграфии и замечательными результатами трудных работ по бурению через осадочный слой в глубоководных частях океанов. Хотя многие детали здесь предстоит еще разработать (особенно в части движения более мелких плит и истории движения плит 200 млн. лет назад и раньше), основные проблемы, которые будут решаться в ближайшем десятилетии, связаны уже с динамикой движения плит.

[1] Исследование выполнено по контракту № 1841 (74) с Управлением военно-морских исследований.

[2] Факультет наук о Земле и планетах, Массачусетский технологический институт, Кеймбридж, Массачусетс.

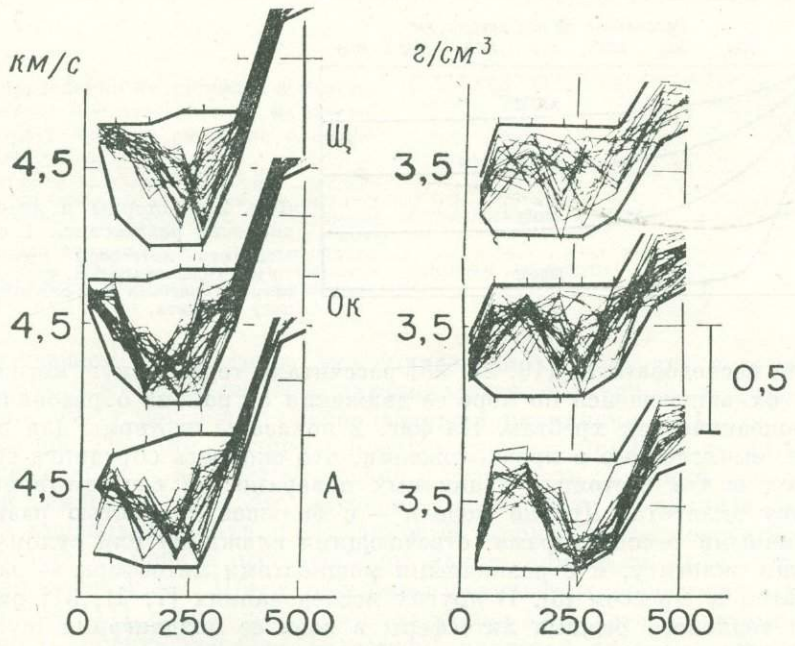
Как и в случае с любой новой проблемой, для объяснения системы движущих сил в тектонике плит было разработано много гипотез, но ни одна из них еще не доведена до состояния, которое обеспечило бы ее широкое признание. На данной стадии разработки проблемы представляется целесообразным суммировать последние результаты геофизических исследований, дающие сведения о свойствах плит и подстилающей астеносферы. Особенно интересно обсудить данные, указывающие на гравитационную неустойчивость литосферы по отношению к подстилающей астеносфере. В статье предлагаются петрологические схемы, в которых литосфера оказывается более плотной, чем астеносфера.

На базе имеющихся в настоящее время фактов и теоретических представлений нельзя решить вопрос, является ли гравитационная неустойчивость главным фактором, вызывающим движение плит. Предположение о том, что гравитационно неустойчивая литосфера должна быть одним из факторов тектонических движений, выдвигалось рядом исследователей [5, 8, 11, 13, 15, 24, 26, 27]. Ван Беммелен [32] был, конечно, одним из самых первых защитников идеи о важной тектонической роли гравитационной неустойчивости.

Геофизические данные, свидетельствующие о гравитационной неустойчивости в литосфере. Распределение плотности в верхней мантии установить нелегко. В принципе фазовые и групповые скорости поверхностных волн и периоды свободных колебаний зависят от распределения плотности. Однако из-за большого разброса в измеренных значениях этих величин и неполноты этих данных нельзя однозначно решить обратную задачу и найти искомое распределение. Вместе с тем было бы неверно говорить, что в настоящее время невозможно сделать никаких конкретных выводов о распределении плотности.

На фиг. 1 приведено большое количество моделей верхней мантии, дающих представление о распределении скорости поперечных волн и плотности в соответствии с результатами осуществленных ранее работ, а также в соответствии с данными о скорости волн, преломленных на поверхности M, о времени пробега поперечных волн, о массе и о моменте инерции Земли. Все модели [25] выбраны случайным образом, методом Монте-Карло, и в равной мере удовлетворяют этим данным. Обнаруживается ряд интересных особенностей. Все модели для океанов и щитов содержат зону низких скоростей, тогда как присутствие такой зоны в тектонически активных районах возможно, но не обязательно. В последнем случае низкие скорости чаще приурочены к верхам мантии и не образуют канал ниже поверхности M. Другая интересная особенность — это большая толщина высокоскоростной крышки под щитами, чем под океанами. Если мы произвольно ограничим мощность литосферы той глубиной, где скорость падает ниже 4,5 км/с, то толщина литосферы под океанами составит, по-видимому, около 80 км, а под щитами она окажется вдвое больше. Соблазнительно отождествить зону низких скоростей с зоной низкой плотности, так как зависимость скорости от плотности хорошо известна. Однако многие считают, что появление зоны низких скоростей почти определенно вызвано частичным плавлением мантии. Присутствие небольшого количества расплавленного материала сильно влияет на скорость поперечных волн, так что при этом не обязательно значительное уменьшение плотности.

Распределение плотности (фиг. 1) показывает, что во всех без исключения случаях в диапазоне глубин 10—70 км происходит быстрое увеличение плотности. Во всех моделях плотность становится выше 3,5 г/см^3 где-то в интервале от 70 до 220 км. К сожалению, имеющиеся данные не позволяют установить с необходимой уверенностью, на какой глубине внутри этого интервала следует искать максимум плотности. Этот максимум превышает то значение плотности, которое можно ожидать для нормального перидотита;



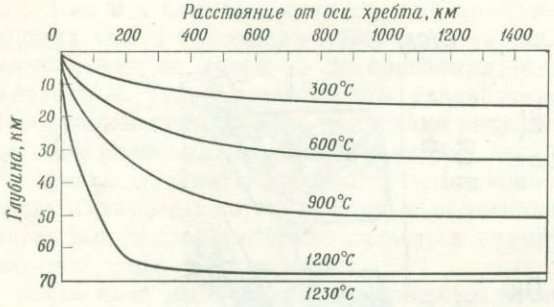
Фиг. 1. Модели распределения скорости поперечных волн и плотности в верхней мантии, удовлетворяющие геофизическим данным для щитов (*Щ*), океанов (*Ок*) и тектонически активных (*А*) регионов [25].

Размер вертикального отрезка (справа от чертежа) показывает масштаб по оси ординат: 0,5 км/с или 0,5 г/см³. По осям абсцисс — глубины (км). Жирными линиями показаны пределы, внутри которых создавались модели (методом Монте-Карло).

только сильно гранатизированный перидотит или эклогит имеют такую плотность. Большинство плотностных моделей для мантии под океанами и щитами указывает на понижение плотности под более плотной покрышкой, причем значения для зоны низкой плотности попадают в интервал плотности перидотита. К сожалению, такое распределение не является единственным: в некоторых моделях распределение плотности оказывается монотонным. Каждая удачная модель для тектонически активных регионов показывает инверсию плотности. На основе этих результатов мы делаем предположение — не единственно возможное, но соответствующее приведенным данным,— что литосфера, определяемая как высокоскоростная покрышка над зоной низких скоростей, содержит компоненты с высокой плотностью в своей нижней части. Позже, обосновывая гипотезу происхождения гравитационно неустойчивой литосферы, мы приведем петрологические аргументы для выбора моделей, в которых инверсия плотности происходит в астеносфере.

Андерсон [1] и Дзевонски [4] также построили модели Земли, в которых литосфера имеет высокую плотность. Результаты Дзевонски получены в предположении, что литосфера под океанами имеет мощность 70 км.

Независимые доказательства высокой плотности нижней половины литосферы дают результаты измерений скорости распространения преломленных сейсмических волн. Хейлс [9] и Хейлс, Хелсли и Нейшн [10] представили данные о резком увеличении скорости продольных волн на глубине 80—90 км под центральной частью США и на глубине 57 км под Мексиканским заливом. Под щитом скорость возрастает от 8,05 до 8,3—8,45 км/с, под заливом — от 8,0 до 8,77 км/с. Хейлс интерпретирует этот разрыв в распределении скорости как переход к более плотной фазе. Используя зависимость Берча $\Delta V/\Delta\rho = 3$ (км/с)/(г/см³), получаем, что эта скоростная граница соответствует увеличению плотности в пределах $0{,}1 \leqslant \Delta\rho \leqslant 0{,}25$ г/см³.

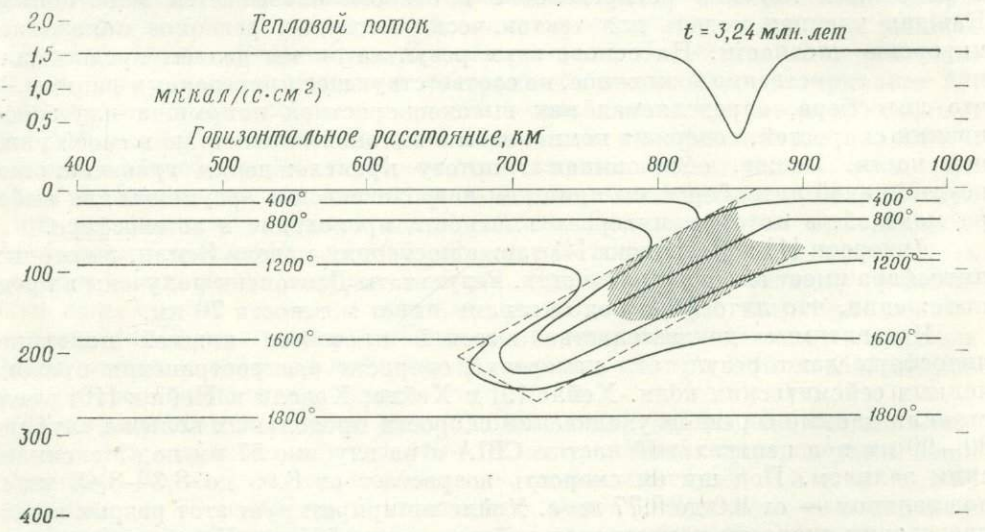


Фиг. 2. Изотермы в литосфере при скорости разрастания 1 см/год.

Мощность литосферы принята равной 70 км. Предполагается, что подошва литосферы и очаговая зона соответствуют солидусу эклогита.

Ряд исследователей [19, 21, 28] рассчитали термическую историю литосферы, охлаждающейся по мере ее движения от района образования в срединно-океанических хребтах. На фиг. 2 показаны изотермы для отдельной модели, вычисленные в предположении, что скорость спрединга составляет 1 см/год и что состояние граничных поверхностей соответствует сухому солидусу эклогита. Другие модели — с большей скоростью разрастания, с граничными температурами, отвечающими влажному или сухому перидотиту или эклогиту, и с различными мощностями литосферы — рассчитаны Форсайтом и Прессом [6]. В других исследованиях [7, 21, 31] рассчитаны модели теплового режима литосферы в зоне ее поддвигания (субдукции). Независимо от приведенных выше соображений эти расчеты показывают, что холодная погружающаяся плита имеет большую плотность, чем смежная с ней астеносфера, и, следовательно, гравитационно неустойчива.

На фиг. 3 показан пример распределения изотерм в модели Токсоза, Майнира и Джулиана [31]. Повышение плотности литосферы установлено по поверхностным волнам, а приведенные выше данные по преломленным волнам увеличивают уверенность в реальности этого явления. Григгс [7] даже предположил, что фазовый переход оливин — шпинель, который обычно происходит на глубине около 400 км, может иметь место в погружающейся литосфере и на меньших глубинах вследствие понижения температуры. Таким образом, тепловое сжатие, так же как и фазовые изменения, обеспечивают увеличение плотности литосферы до уровня, превышающего плот-



Фиг. 3. Изотермы в погружающейся пластине через 3,24 **млн. лет** после начала погружения [31].

Скорость разрастания литосферы принята равной 8 см/год; штриховкой показана зона фазовых изменений.

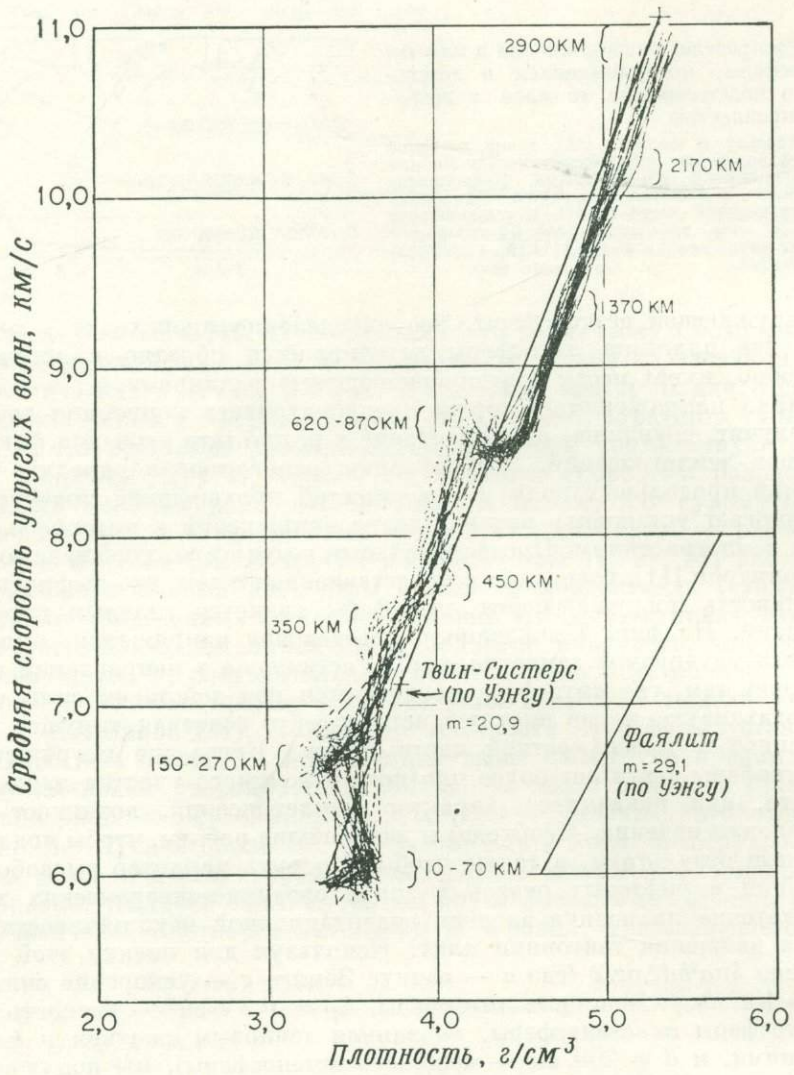
Фиг. 4. Распределение напряжений в пластинах литосферы, погружающихся в астеносферу и в подстилающие ее слои с возрастающей прочностью.

Согласно Айзексу и Молнару [11], такой характер напряжений подтверждается экспериментально при изучении механизмов землетрясений. Движущиеся вниз пластины создают тянущее усилие, приложенное к поверхностной части плиты. Когда пластина «упирается в дно», тянущее усилие уменьшается и возникают напряжения сжатия [11]. *1* — растяжение; *2* — сжатие.

ность окружающей астеносферы. Это определенно происходит в зоне субдукции, где пластина литосферы заталкивается обратно в астеносферу, и, возможно, имеет место под глубоководными равнинами.

Система напряжений, которую предусматривает концепция тектоники плит, получит, возможно, подтверждение в результате изучения фокальных механизмов землетрясений. Это изучение, основанное на анализе первых вступлений продольных волн и особенностей прохождения поверхностных волн, помогает установить распределение напряжений в литосфере, приводящих к землетрясениям. Предварительные результаты, сообщенные Айзексом и Молнаром [11], совпадают с представлением о том, что гравитационная неустойчивость погружающейся литосферы является главным источником напряжений. На фиг. 4 показано распределение напряжений, выведенное из анализа механизмов землетрясений. Растяжение в направлении падения преобладает там, где литосфера погружается под действием силы тяжести через податливую, менее плотную астеносферу, создавая тянущее усилие, приложенное к поверхностной части плиты. Когда же погружающийся блок литосферы достигает более плотного и жесткого участка ниже астеносферы, то, как показывает характер землетрясений, возникает сжатие в направлении падения. Необходимы дальнейшие работы, чтобы подтвердить эти важные результаты, а также чтобы выяснить характер высвобождения напряжений в рифтовых очаговых зонах срединно-океанических хребтов.

Достаточно ли велика энергия гравитационной неустойчивости, чтобы возникли движения тектоники плит? Используя для оценки этой энергии выражение $4\pi a^2 h d \Delta\rho g/2$ (где a — радиус Земли, g — ускорение силы тяжести, $h = 100$ км — мощность литосферы, $\Delta\rho = 0{,}2$ г/см^3 — разность плотностей литосферы и астеносферы, вызванная тепловым сжатием и фазовыми изменениями, и $d = 200$ км — мощность астеносферы), мы получаем величину 10^{35} эрг. Если эта энергия высвобождается за 10^8 лет, то ежегодно выделяется 10^{27} эрг, что можно сравнить с величиной энергии, высвобождающейся ежегодно при землетрясениях (10^{25} эрг), и тепловым потоком, проходящим через земную поверхность (10^{28} эрг). Сравнение с энергией, выделяющейся при землетрясениях, получает особое значение, если принять во внимание результаты, полученные Брюном [3], согласно которым средняя скорость смещения, определенная по землетрясениям вдоль трансформных разломов и по неглубоким землетрясениям в зонах субдукции, согласуется с величинами скоростей, полученными в результате изучения магнитных аномалий и по геодезическим данным. Из этого, по-видимому, следует, что величиной гравитационной неустойчивости нельзя пренебрегать — она является одной из причин, приводящих систему в движение. Кроме того, гравитационная неустойчивость погружающейся плиты должна вызывать в направлении падения растягивающие и сжимающие напряжения: порядка 1 кбар при отсутствии фазовых изменений и около 2 кбар, если такие изменения происходят. Эти величины можно уменьшить вдвое, если принять в расчет упруговязкие свойства субстрата [29]. Такого напряжения более чем достаточно, чтобы при землетрясениях выделялась рассчитанная энергия.



Фиг. 5. Наложение графиков зависимости средней скорости упругих волн от плотности для моделей Земли, удовлетворяющих геофизическим данным.

Сплошная линия, соединяющая крестики на чертеже, — это обобщение экспериментальных данных, проведенное Уэнгом [33] для дунита из района Твин-Систерс. Средний атомный вес дунита $m = 20{,}9$. На графике видно, что для литосферы (10—70 км) модели указывают значение $m > 21$, а для интервала 150—620 км $m < 21$ [25].

Для того чтобы отбросить одну гипотезу и поддержать другую, часто решающими оказываются физические аргументы. Эльзассер [5], Мак-Кензи [22] и Якоби [15] оценили «порядок величины» энергии для проверки нескольких гипотез о движущих силах тектоники плит. Эльзассер и Якоби утверждают, что силы, возникающие при погружении литосферной плиты и передаваемые через эту плиту, могут превзойти вязкое трение на границе с астеносферой. Якоби рассматривает, кроме того, диапиризм под срединными хребтами как движущую силу, что особенно важно для плит, не связанных с зоной поддвигания. Мак-Кензи соглашается с тем, что нельзя пренебрегать гравитационными эффектами, но утверждает, что первичная движущая сила для наиболее крупных плит — это вязкое трение, возникающее под днищем литосферы при конвективных процессах на большей глубине. Эти разноречи-

вые выводы показывают необходимость осторожного отношения к расчетам, зависящим от различных допущений о составе мантии и ее реологических и термодинамических свойствах.

Петрологическая модель. Недостаточная однозначность петрологических моделей литосферы на данной стадии изучения этого вопроса лучше всего проявляется в большом количестве различных моделей, предложенных в последние годы высококвалифицированными исследователями (см., например, [34]). Наибольшее, что можно сделать для усовершенствования какой-либо одной из этих моделей,— это начать с предположений, основанных на собственной оценке наиболее важных и достоверных экспериментальных данных. Мы выбрали следующие основания для построения петрологической модели литосферной плиты [1]:

1. Под океанами граница между литосферой и астеносферой характеризуется резким понижением скорости поперечных волн и величины Q. Эта граница — солидус. Астеносфера под ней находится в частично расплавленном состоянии [1, 2, 18, 23].

2. Нет достаточных оснований для того, чтобы отождествлять интервал наибольшего изменения плотности с границей литосфера — астеносфера. Однако график зависимости средней скорости упругих волн от плотности (фиг. 5), построенный по сейсмологическим данным [25], показывает, что средний атомный вес m для мантии на глубине менее 70 км составляет 21—23, а для глубин 270—620 км равен 20—21. Поскольку величина m отражает отношение Fe/Mg, для литосферы это отношение выше, чем для большей части верхней мантии.

3. Литосфера образуется в очаговой зоне, совпадающей с океаническими рифтовыми структурами, из материала, приходящего снизу.

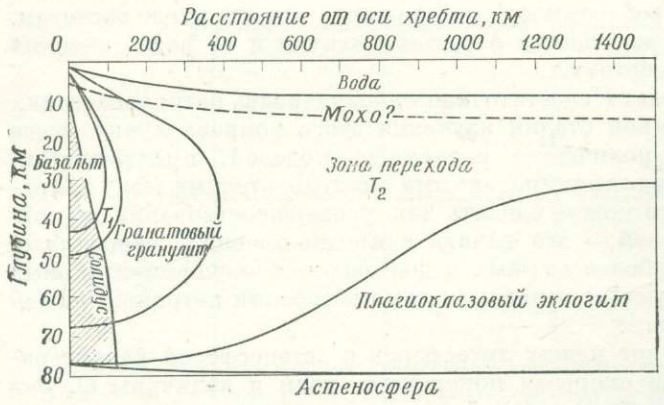
4. Раздел M вне системы рифтов характеризуется скоростями сейсмических преломленных волн около 8 км/с. Эти скорости свойственны перидотиту или дуниту, но не эклогиту и не высоко гранатизированному перидотиту.

5. Клиновидные тела с аномально низкой плотностью входят в литосферу с обеих сторон от очаговой зоны. Их точная форма и размер не выяснены [16, 30].

6. Неметаморфизованные изверженные породы, извлекаемые драгированием с морского дна, очень разнообразны. Для наших целей достаточна грубая классификация на базальты, габбро и перидотиты.

Мы отождествляем расплавленную фракцию астеносферы с базальтом, потому что именно он главным образом изливается из вулканов в океане и образует толщу изверженных пород под осадками морского дна. Частичное плавление материнской породы, которая в основном имеет перидотитовый состав, дает магму с повышенным отношением Fe/Mg. Густая смесь, состоящая из базальтовой магмы с захваченными блоками остаточного перидотита, всплывает в рифтовой очаговой зоне. Эта смесь содержит больше базальта, чем астеносфера, потому что всплывающая жидкость гораздо подвижнее, чем остаточный перидотит. Эта жидкость, достигнув поверхности, образует базальтовые хребты и габбровую океаническую кору. Густая смесь в поднимающейся колонне как бы прилипает к литосфере. Большие карманы в этой смеси, заполненные базальтом, охлаждаются как закрытые системы. По мере того как плита разрастается в стороны от зоны ее питания, охлаждающаяся магма образует габбро и затем испытывает ряд переходов, образуя пироксеновый гранулит, гранатовый гранулит и эклогит. Перидотитовая фракция при этом претерпевает переход в шпинелевый перидотит и гранатовый перидотит. Последовательность этих переходов зависит от давления и температуры

[1] Мы определяем литосферу как совокупность относительно молодых плит: прочных, с высоким значением Q, с высокой скоростью упругих волн. Эти плиты покрывают верхнюю мантию, в них впаяны континенты, и в целом эти плиты реагируют как жесткие блоки на напряжения, вызывающие их относительное движение.



Фиг. 6. Модель фазовых ассоциаций в литосфере, основанная на предположении о ее габбровом составе, при скорости разрастания 1 см/год и сухом солидусе.

Топографический рельеф по этой модели слишком велик, перидотитовый состав проб и значения сейсмических скоростей на поверхности раздела M не объясняются [6].

Фиг. 7. Модель фазовых ассоциаций в перидотитовой литосфере при скорости разрастания 1 см/год и температуре сухого солидуса на границе.

Эта модель не объясняет повышение плотности, большую скорость сейсмических волн и высокие значения m в нижней части литосферы [6].

(следовательно, от скорости спрединга и от мощности) пластин литосферы. Возможно, этот процесс зависит также от скорости изменения указанных параметров, и некоторые переходы не могут осуществиться в более холодной верхней части литосферы за время, в течение которого пластина разрушается при субдукции. В личном сообщении Кеннеди [17] высказал также предположение, что для состояния литосферы важны и кинетический процесс, и границы равновесия. Последовательность латеральных вариаций вызывает латеральные изменения плотности (и топографии) и сейсмических скоростей, которые, возможно, удастся обнаружить в будущем геофизическими работами.

На фиг. 6 и 7 приведены примеры отдельных моделей для габбрового и перидотитового состава литосферы соответственно [6]. Фазовые диаграммы для этих составов [14, 20] построены на изотермических моделях (как на фиг. 2) при изучении последовательностей фазовых ассоциаций. Перепады плотностей, образованные фазовыми границами, можно сопоставить с аномальными клиньями, упомянутыми ранее. Согласно Форсайту и Прессу, комбинация перидотита и эклогита и представление об основании литосферы как о влажном солидусе сулят успешное объяснение характера топографического рельефа, перидотитового состава проб, получаемых при драгировании, высоких значений величины m, высокой плотности и высокой скорости продольных волн в нижней части литосферы. То обстоятельство, что скорость продольных волн на границе M соответствует свойствам перидотита, объясняется еще и тем, что переход к эклогиту не может происходить на этой малой глубине из-за кинетических ограничений.

Таким образом, фазовые переходы преобразуют нижнюю литосферу в более плотную фазовую ассоциацию, чем материнский материал в подсти-

лающей астеносфере. Согласно этой гипотезе, гравитационная неустойчивость литосферы является компонентом сложной конвекционной системы, включающей химическую дифференциацию и фазовые переходы из жидкого в твердое и из твердого в твердое. Конвективный круговой процесс включает в себя как жесткое движение литосферных плит, так и жидкое течение и ползучесть в частично расплавленной астеносфере. Было бы интересно выяснить, является ли этот процесс переходным или установившимся.

Хейлс, Хелсли и Нейшн [10] согласны с Берчем [2] в том, что появление граната важно для возрастания плотности литосферы независимо от того, каков другой главный компонент: пироксен (как в эклогите) или оливин, как это было бы в случае гранатового перидотита.

Ито и Кеннеди [12, 13] высказываются за эклогитовую литосферу и астеносферу, причем они принимают, что граница между этими двумя оболочками представляет собой солидус эклогита. Этим способом они объясняют те модели Земли, в которых литосфера имеет высокую скорость поперечных волн и высокую плотность, а астеносфера — высокую плотность и низкую скорость поперечных волн. Такое строение соответствует геофизическим данным, если допустить, что мантия под океанами сразу же под поверхностью M представляет собой переходную фазу между гранатовым гранулитом и эклогитом. Однако в случае преимущественно эклогитовой литосферы остается нерешенной проблема, возникающая при расчете топографического различия между хребтами и глубоководными равнинами. Изменение плотности при переходе от базальта к эклогиту требует гораздо большей разницы в рельефе, чем наблюдаемая величина (около 4 км).

Рингвуд и Грин [27] предложили считать превращение базальта в эклогит главной движущей силой разрастания океанического дна. Это близко к нашей гипотезе во многих отношениях, но отличие заключается в том, что, по нашему мнению, только базальт коры превращается в эклогит и это происходит лишь в зоне субдукции. Гравитационная неустойчивость плотных блоков эклогита приводит в движение систему адвективных потоков в механизме, предложенном Рингвудом и Грином.

Ван Беммелен [32] предвосхитил существенную особенность всех этих предложенных позднее гипотез, а именно то, что физико-химические процессы играют ключевую роль в гравитационной тектонике. Он указал, что конвекция в геофизическом смысле должна включать в себя изменения состава и фазовые переходы в движущейся системе, содержащей вещество в жидком и кристаллическом состояниях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson D. L.*, Geophysical evidence on the petrology of the mantle, Mineral. Soc. Am. Spec. Paper 3, pp. 85—93, 1970.
2. *Birch F.*, Interpretations of the low velocity zone, Phys. Earth Planet. Internat., **3**, pp. 178—181, 1970.
3. *Brune J. N.*, Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones, Journ. Geophys. Res., **73**, pp. 777—784, 1968.
4. *Dziewonski A. M.*, Upper mantle models from «Pure Path» dispersion data, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 2587—2601, 1971.
5. *Elsasser W. M.*, Convection and stress propagation in the upper mantle, Princeton Univ. Tech. Rep., **5**, June 15, 1967.
6. *Forsyth D. W.*, *Press F.*, Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere, Abst. 52nd Annual Meeting Am. Geophys. Un., 1971.
7. *Griggs D.*, The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes, in: *Robertson E. C.*, ed., The nature of the solid earth, Symposium in honor of Francis Birch, New York, McGraw-Hill, pp. 361—384, 1972.
8. *Hales A. L.*, Gravitational sliding and continental drift, Earth Planet. Sci. Lett., **6**, pp. 31—34, 1969a.
9. *Hales A. L.*, A seismic discontinuity in the lithosphere, Earth Planet. Sci. Lett., **7**, pp. 44—46, 1969b.

10. *Hales A. L., Helsley C. E., Nation J. B., P* travel times for an ocean path, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 7362—7381, 1970.
11. *Isacks B., Molnar P.*, Mantle earthquake mechanisms and the sinking lithosphere, Nature, **223**, pp. 1121—1124, 1969.
12. *Ito K., Kennedy G. C.*, Личное сообщение, июнь, 1970a.
13. *Ito K., Kennedy G. C.*, The fine structure of the basalt-eclogite transition, Mineral Soc. Am. Spec. Paper 3, pp. 77—83, 1970b.
14. *Ito K., Kennedy G. C.*, An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition, in: *Heacock. J. G.*, ed., The structure and physical properties of the earth's crust, Am. Geophys. Union., Geophys. Mon. 14, pp. 303—314, 1971.
15. *Jacoby W. R.*, Instability in the upper mantle and global plate movements, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 5671—5680, 1970.
16. *Keen C., Tramontini C.*, A seismic refraction survey on the Mid-Atlantic Ridge, Geophys. Journ., **20**, pp. 473—492, 1970.
17. *Kennedy G. C.*, личное сообщение, июнь, 1970.
18. *Lambert I. B., Wyllie P. J.*, Low-velocity zone of the earth's mantle: Incipient melting caused by water, Science, **169**, pp. 764—765, 1970.
19. *Langseth M. G., LePichon X., Ewing M.*, Crustal structure of mid-ocean ridges, Journ. Geophys. Res., **71**, pp. 5321—5356, 1966.
20. *MacGregor I. D.*, Mafic and ultramatic inclusions as indicafors of the depth of origin of basaltic magmas, Journ. Geophys. Res., **73**, pp. 3737—3746, 1968.
21. *McKenzie D. P.*, Some remarks on heat flow and gravity anomalies, Journ. Geophys. Res., **72**, pp. 6261—6274, 1967.
22. *McKenzie D. P.*, Speculations on the consequences and causes of plate motions, Geophys Journ., **18**, pp. 1—32, 1969.
23. *Press F.*, Some implications on mantle and crustal structure from *G* waves and Love waves, Journ. Geophys. Res., **64**, pp. 565—568, 1959.
24. *Press F.*, The suboceanic mantle, Science, **165**, pp. 174—176, 1969.
25. *Press F.*, Regionalized earth models, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 6575—6581, 1970.
26. *Ringwood A. E.*, Composition of the crust and upper mantle, Geophys. Mon. 13, Am. Geophys. Union, pp. 1—17, 1969 [см. русский перевод в кн. «Земная кора и верхняя мантия», «Мир», М., 1972].
27. *Ringwood A. E., Green D. H.*, An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications, Tectonophysics, **3**, pp. 383—427, 1966.
28. *Sleep N. H.*, Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of sea-floor spreading, Journ. Geophys. Res., **74**, pp. 542—549, 1969.
29. *Smith A. T., Toksöz M. N.*, Stress distribution in a downgoing slab, Am. Geophys. Union Trans., **51**, p. 823, 1970.
30. *Talwani M., LePichon X., Ewing M.*, Crustal structure of the mid ocean ridges, 2, Computed model from gravity and seismic refraction data, Journ. Geophys. Res., **70**, pp. 341—352, 1965.
31. *Toksöz M. N., Minear J. W., Julian B. R.*, Temperature field and geophysical effects of a downgong slab, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 1113—1138, 1971.
32. *Van Bemmelen R. W.*, The evolution of the Atlantic mega-undation (causing the American continental drift), Tectonophysics, **1**, pp. 385—430, 1964.
33. *Wang C.*, Constitution of the lower mantle as evidenced from shock-wave data, Journ. Geophys. Res., **73**, pp. 6459—6476, 1968.
34. *Wyllie P. J.*, Ultramafic rocks and the upper mantle, Mineral. Soc. Am. Spec. Paper 3, pp. 3—32, 1970.

ГРАВИТАЦИОННАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ [1]

В. Якоби[2]

Поверхность Земли состоит из малого числа крупных и нескольких более мелких плит, образовавшихся в срединно-океанических хребтах и движущихся от них к глубоководным желобам; там они погружаются в мантию и поглощаются ею [23, 37, 45]. В этой картине господствующими являются горизонтальные движения; тектоническая активность и связанные с ней вертикальные движения представляются просто следствием процессов взаимодействия на границах плит.

Вопрос о том, что́ приводит плиты в движение, остается одной из наиболее сложных и интересных проблем новой глобальной тектоники. Изложенные в данной статье соображения, возможно, приблизят нас к ответу на этот вопрос.

В конечном счете представляется, что именно сила тяжести является тем фактором, который упорядочивает строение Земли и приводит к такому ее расслоению, что наиболее плотное вещество оказывается на наибольшей глубине. Другими факторами (помимо силы тяжести) — приливными и электромагнитными силами — можно, по-видимому, пренебречь. С другой стороны, тепловое расширение, химическая дифференциация и фазовые изменения минерального состава могут привести к возникновению больших напряжений, способных нарушить гравитационное равновесие масс внутри Земли. Общий тепловой поток через поверхность Земли, составляющий 3×10^{13} Вт [27], можно принять в качестве показателя количества энергии, выделяющейся в ходе таких процессов. Если теплопроводность и излучение не обеспечивают переноса такого количества тепла, то в распределении масс возникает гравитационная неустойчивость, вследствие чего тем или иным способом осуществляется конвективный перенос тепла. Действительная картина движений зависит, однако, не только от силы тяжести и от высвобождения тепловой, химической и минералогической энергии, но и от внутреннего строения и граничных условий системы.

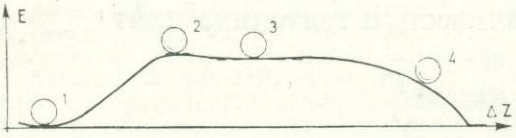
Наши современные знания о системе движений ограничиваются сведениями о движениях плит. Полная же система должна включать в себя также и движения в мантии вдали от плит. Чтобы разгадать, каковы эти неизвестные движения, надо проанализировать строение мантии.

Анализ, материалы которого изложены в данной статье, выполнен с позиций механики и касается в основном самого явления гравитационной неустойчивости. После обсуждения концепции гравитационной неустойчивости и обзора данных о структуре коры и мантии дается описание механизма, который, по-видимому, позволяет согласовать структурные ограничения и гравитационную неустойчивость верхней мантии с ее возможными движениями. Этот анализ представляет собой дальнейшее развитие идей, предложенных ранее [24, 25]. Кроме того, дается оценка различных гипотез конвекции в мантии.

---

[1] Автор признателен за многочисленные обсуждения в секторе физики Земли министерства энергетики, шахт и ресурсов Канады. Замечания и критика рукописи, особенно со стороны К. Райта, Р. Риддихоу и М. Денса, очень помогли при подготовке этой статьи к печати.

[2] Министерство энергетики, шахт и ресурсов Канады, сектор физики Земли, отдел сейсмологии, Оттава, Канада (тема № 420 в секторе физики Земли). В настоящее время — Институт метеорологии и геофизики при университете им. Гёте, Франкфурт-на-Майне, ФРГ.



Фиг. 1. Иллюстрация гравитационного равновесия и гравитационной неустойчивости.
Четыре шарика могут свободно двигаться по поверхности рельефа.

Гравитационная неустойчивость. Распределение системы масс неустойчиво при двух необходимых условиях: 1) система должна обладать свободной потенциальной энергией, т. е. ее потенциальная энергия должна быть больше минимально возможной [62, 63], и 2) в системе могут происходить направленные движения и перестроения, уменьшающие ее потенциальную энергию [26, стр. 425]. Наличие этих двух условий достаточно для возникновения неустойчивости и неизбежно приводит к движениям.

Эти условия иллюстрируются на фиг. 1, где показана поверхность рельефа и четыре одинаковых шарика, находящиеся в данный момент в покое. Шарик *1* гравитационно устойчив, потому что его свободная потенциальная энергия E равна нулю. Хотя у шарика *3* энергия E больше нуля, он устойчив, так как малое смещение ΔZ увеличит, а не уменьшит эту энергию. Только шарики *2* и *4* удовлетворяют обоим условиям неустойчивости, хотя и по-разному. Потенциальная энергия E шарика *2* больше нуля, и она может уменьшиться при смещении ΔZ в любом направлении; это случай неопределенного равновесия, которое обычно считается неустойчивым. Если шарик *4* не закреплен в своем положении, он, очевидно, удовлетворяет обоим условиям неустойчивости; вообще говоря, именно этот тип неустойчивости и рассматривается в данной статье.

При анализе движений внутри Земли трудно учитывать сразу *оба* условия неустойчивости. Первое условие очевидно: это, например, обратное соотношение в распределении плотности по глубине или латеральные плотностные неоднородности. Второе условие обычно забывают, но если нет возможностей для движения, то плотностные глубинные или латеральные неоднородности устойчивы. С другой стороны, граничные условия и структурные особенности, ограничивающие свободу движения, могут привести к вынужденному движению, направление которого сильно отличается от вертикального.

Важно также установить, где и на какой глубине гравитационная неустойчивость возникает или становится характерной особенностью структуры. Если плиты движутся пассивно, увлекаемые движением конвективных потоков (ячей) в мантии, то главные очаги гравитационной неустойчивости находятся в мантии. Если же движение происходит под действием силы тяжести, приложенной к самим плитам, и в направлении, противоположном тянущим усилиям, передаваемым снизу, то главные очаги гравитационной неустойчивости находятся в системе плит и подстилающей их астеносферы.

Большое геологическое значение имеет скорость высвобождения энергии, или «мощность» движения, обусловленного неустойчивостью. Можно ввести характеристику *величины*, или *степени*, *неустойчивости* и определить ее как скорость, с которой высвобождается потенциальная энергия E, или как отношение E/T, где T — характерный период времени, т. е. величина, обратная «подвижности». Степень неустойчивости, по определению, можно также вычислить как сумму, или интеграл, скалярных произведений внутренних сил и скоростей частиц. Заметим, что данное здесь определение не имеет отношения к источнику энергии, вызывающему неустойчивость, а связано только с известным распределением масс. Понятие степени неустойчивости полезно при сравнении различных гипотез механизма, приводящего плиты в движение (см. ниже).

Структура коры и мантии. На вопрос о степени неустойчивости коры и мантии можно ответить только в том случае, если известна их структура,

т. е. распределение плотности и подвижности. Хотя количественных сведений такого рода пока недостаточно, все же имеются некоторые качественные и даже количественные данные о мантии до глубины порядка нескольких сотен километров; наши знания о мантии ниже 700 км гораздо беднее.

Литосфера. Движущиеся литосферные плиты имеют толщину около 100 км. Они толще (110—130 км) под материковыми щитами [65, 68], тоньше (70—80 км) под океаническими впадинами [49] и гораздо тоньше в районах повышенной тектонической активности. Прочность литосферы, оцениваемая по величине высвобожденной деформации при землетрясениях и по результатам лабораторных исследований, имеет порядок 10^8—10^9 $Н/м^2$, или 1—10 кбар [17]. Литосфера состоит из кристаллических пород, и сейсмические волны проходят через нее с относительно высокими скоростями и малым затуханием. Под нагрузкой осадочных отложений или под ледяным покровом она изгибается, как упругая пластина над жидким субстратом, но со временем изгиб увеличивается за счет вязкой реакции на напряжения, причем величина вязкости литосферы составляет около 10^{23} $Н \cdot с/м$, или 10^{24} П [2, 65]. Граница коры и мантии, или раздел Мохоровичича,— это главная петрологическая граница, проходящая целиком внутри литосферы.

Согласно проведенным расчетам, литосфера в среднем плотнее, чем подстилающий ее субстрат, особенно под океанами и тектонически активными районами. По-видимому, в некоторых участках инверсия плотности в подошве литосферы очень резкая. Этот вопрос детально рассмотрен Прессом [49].

Астеносфера. Астеносфера образует под литосферой слой толщиной около 200 км. Подошва астеносферы устанавливается плохо, она определенно не резкая. Температура у подошвы астеносферы, вероятно, достигает температуры солидуса или превышает ее, так что астеносфера может быть частично расплавленной. В общем смысле астеносфера «жидкая» по сравнению с литосферой. Она гасит S-волны и в целом представляет собой слой низких скоростей для S-волн, а местами также и для P-волн [49]. Представляется, что она обладает свойством ползучести под действием небольших, но длительных нагрузок. Отношение напряжения σ к скорости деформации $\dot{\varepsilon}$ установить трудно. Из теоретических соображений и по данным лабораторных экспериментов с ультраосновными породами [7] для установившейся ползучести наиболее подходит степенной закон ($\dot{\varepsilon} = A\sigma^n$, где A — константа, а $n \approx 3$—5). Для простоты обычно принимается линейный закон, т. е. ньютоновская вязкость ($\dot{\varepsilon} = 1/\eta$, где η — вязкость), и в ограниченном диапазоне напряжений это удовлетворяет результатам наблюдений. Наиболее современные оценки величины эффективной вязкости η для 200-километровой астеносферы под литосферой, нагруженной льдом, имеют порядок 10^{19} $Н \cdot с/м^2$, или 10^{20} П [2, 39]. Как указывалось ранее, средняя плотность астеносферы или ее части, по-видимому, меньше, чем плотность лежащей выше океанической литосферы.

Мезосфера. Под мезосферой, находящейся ниже астеносферы, в этой статье понимается слой, простирающийся до глубины около 700 км. Между 300 и 700 км располагаются два или больше переходных слоя, о чем свидетельствует быстрое увеличение скорости волн P и S. Эти переходные зоны имеют, очевидно, достаточно резкие границы, так как отражают сейсмические волны [67]. Они связаны, возможно, с минералогическими фазовыми переходами [1]. Как выяснилось, сейсмические волны в мезосфере затухают слабее, чем в астеносфере, а сопротивление ползучести и плотность растут с глубиной.

Переходная зона и нижняя мантия. Переходная зона, тяготеющая к глубине около 700 км, рассматривается как граница между мезосферой и нижней мантией, простирающейся вплоть до ядра. Вероятно, химический состав нижней мантии отличается от состава верхней мантии [48]. Эффективная

вязкость нижней мантии имеет порядок 10^{25} $H \cdot с/м^2$ (10^{26} П) и оценивается на основе изучения негидростатической сплюснутости формы Земли [30]. Однако эта оценка может быть увеличена на два порядка, если подтвердится предположение о том, что ось вращения Земли меняет свое положение в ответ на вариации плотностных неоднородностей в мантии [16].

Океанические хребты. Структура коры и верхней мантии океанических хребтов аномальна. Вероятно, мощность литосферы уменьшается к гребню хребта, и соответственно астеносфера образует здесь направленный вверх клин. Разумно предположить, что литосфера образуется здесь путем охлаждения и затвердевания поднимающейся астеносферы, а затем движется в стороны. Такая интерпретация структуры хребтов находит подтверждение в том, что границы раздела в коре поднимаются к гребню [14, 60], а также в сильном затухании волн S_n, проходящих в самых верхах мантии как поперек, так и вдоль хребтов [44], и в запаздывании прихода сейсмических волн на станции, расположенные на хребте, например в Исландии. Топография и высокий тепловой поток также вполне соответствуют этой схеме. Хотя модель с тонкой литосферой на гребнях хребтов кажется наиболее обоснованной, предложены и другие модели, такие, как модель с чисто тепловым расширением литосферы под хребтом и с дайками вблизи его гребня [42].

Латеральные вариации плотности должны иметь место в верхней мантии под хребтами, так как топографический избыток масс на хребтах почти скомпенсирован недостатком масс на глубине. Если принять существование направленного вверх клина астеносферы, то это будет означать вероятный дефект масс с разностью плотностей около —0,05 г/см^3 [25]. Это подтверждает выводы Пресса [49] о возможной инверсии плотности у подошвы литосферы, хотя и не обязательно доказывает их. Причина разности плотностей заключается, вероятно, в различии температур между поднимающейся астеносферой и плитами, в результате чего происходит не только тепловое расширение или сжатие, но возникают также химические реакции и фазовые переходы, как об этом писал Пресс [49]. В гребневых частях хребтов отмечаются аномалии силы тяжести (в редукции в свободном воздухе) порядка +10 мгал, в то время как аномалии над глубоководными впадинами составляют обычно от —10 до —40 мгал [31].

Глубоководные желоба и островные дуги. Структура коры и верхней мантии аномальна и вблизи глубоководных желобов, где литосферные плиты изгибаются вниз и погружаются в мантию до максимальной глубины около 700 км, т. е. до основания мезосферы. При среднем угле падения 45° имеются и значительные вариации его величины — от 10 до 90°. Поскольку холодные погружающиеся плиты нагреваются более горячей окружающей мантией, их прочность уменьшается, но они остаются достаточно хрупкими, чтобы подвергаться дроблению вдоль внутренних разрывов под действием явно проявляющихся здесь сжимающих или растягивающих напряжений, ориентированных главным образом в направлении падения. Одни плиты почти целиком находятся либо в условиях растяжения, либо в условиях сжатия, в то время как другие находятся в условиях растяжения в верхних частях и сжатия — в нижних; при этом между верхними и нижними частями имеется зона с относительно малыми напряжениями [22].

Вероятно, плотность холодной погружающейся плиты выше, чем плотность окружающей мантии, особенно если океаническая литосфера в целом изначально плотнее, чем астеносфера. Фазовые превращения, такие, как переход базальта в эклогит, увеличивают разность плотностей и соответственно важны при погружении опускающихся частей плит, как это предположили Рингвуд [53] и Рингвуд и Грин [54].

По-видимому, выше области, в которой опускающаяся плита пересекает астеносферу, на небольших глубинах возникает зона с повышенной температурой и пониженной плотностью. Она отмечается исключительно сильным

затуханием волн S [5]. Здесь может происходить нечто подобное вторичному разрастанию морского дна, или вторичному спредингу [28, 29]. С этим явлением связаны вулканизм и высокий тепловой поток в островных дугах. Гравитационные аномалии (в свободном воздухе) в широкой полосе вокруг желобов положительны, в то же время сами желоба характеризуются более узкими отрицательными аномалиями. Эта картина согласуется со схемой, в которой опускающиеся плиты имеют высокую плотность, а вышележащий материал — низкую [19, 20, 29].

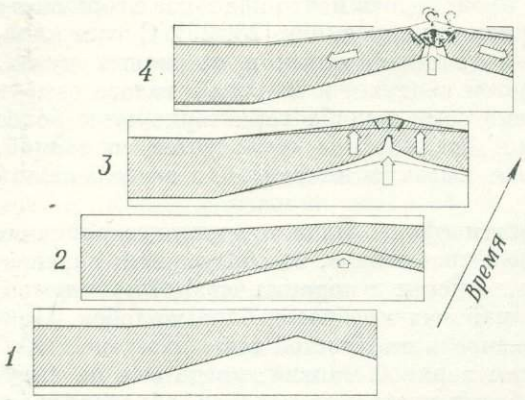
«Конвекция» в литосфере и астеносфере. Если предыдущее описание структуры верхней мантии в основном правильное, то оба условия гравитационной неустойчивости (вариации плотности и подвижность) выполняются, особенно для распределения масс в районах хребтов и близ желобов. Наибольшее значение при этом имеет разность плотностей плит и астеносферы. Горизонтальная слоистость структуры верхней мантии, когда она не нарушена процессами, происходящими вблизи хребтов и желобов, обусловливает преимущественно горизонтальные движения ввиду жесткости пластин и текучести астеносферы. В общую картину движения должны быть включены также нисходящая составляющая движения плотных плит в хребтах и желобах и подъем менее плотного вещества астеносферы в хребтах и позади островных дуг. Отсюда следует, очевидно, неизбежный вывод, что по меньшей мере частичной причиной этих движений является гравитационная неустойчивость системы литосфера — астеносфера.

В этом разделе дано описание одного из видов конвекции в системе литосфера — астеносфера, основанное на предварительных допущениях о структуре коры и мантии. Конвекция развивается в определенных механических, тепловых, химических и минералогических условиях и подчиняется структурным ограничениям системы. В разделе показано, что этот вид конвекции удовлетворительно объясняет многие особенности тектоники плит.

Диапиризм и гравитационное скольжение. Гравитационная неустойчивость системы литосфера — астеносфера выражается в активном диапировом внедрении «жидкого» астеносферного клина (имеющего малую мощность) в раздвигающиеся и утолщающиеся плотные плиты литосферы на хребтах и позади островных дуг и, кроме того, в гравитационном скольжении плит в стороны от хребтов [18, 24, 25, 40, 50, 51, 58, 69]. Эти явления диапиризма нельзя отождествлять с глубинными потоками мантийного вещества (мантийные «перья», или диапиры), существование которых предположили Морган [46] и Уилсон [70].

Диапиризм, о котором идет речь, происходит в условиях, когда имеется энергия, достаточная для того, чтобы поддерживать постоянный объем, низкую плотность и малую вязкость астеносферы, и когда механические ограничения не препятствуют раздвижению пластин в стороны. Если такие ограничения резко не изменяются, этот процесс может продолжаться бесконечно; он происходит там, где литосфера наиболее податлива, т. е. в первую очередь под существующими хребтами, независимо от того, мигрируют они или нет. Другими словами, этот процесс не зависит от аномальных условий в определенных местах астеносферы или глубже. Вопрос о том, как и где возникает хребет, пока не удается решить на основе конкретных наблюдений.

Повсеместное присутствие легкой астеносферы и сходные условия охлаждения с обеих сторон срединно-океанического хребта должны приводить к образованию симметричной структуры хребта. Если аномальные условия все же встречаются (на нормальных глубинах в астеносфере или ниже ее), например необычное количество накопленного или производимого тепла или необычный химический состав материала, то они могут оказать воздействие на характер астеносферного диапиризма и видоизменить его. В равной мере и различия в свойствах плит, такие, как различия между океаническими и материковыми частями, также повлияют на этот процесс.



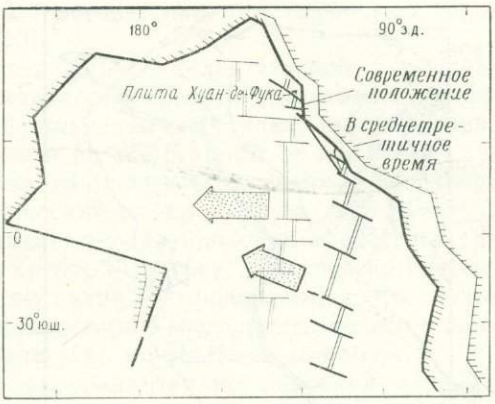
Фиг. 2. Четырехстадийный цикл развития срединного хребта.

1 — предполагаемое начальное состояние; *2* — охлаждение, утолщение и уплотнение литосферы; *3* — всплывание диапира, поднятие плит; *4* — гравитационное соскальзывание плит к положению равновесия и дальше него, землетрясения, вулканизм. Характер движений показан схематично, их интенсивность преувеличена.

По мере охлаждения и «примерзания» астеносферы толщина литосферных плит увеличивается в стороны от хребта и материал астеносферы переходит в литосферу. При этом не достигается длительного статического равновесия в отличие от солевых или гранитных диапиров, которые поднимаются только до тех пор, пока имеется источник материала или пока материал сохраняет подвижность. Тенденция к установлению равновесия на хребте наталкивается на эффект охлаждения и дифференциации астеносферного материала и «примерзания» его к плитам. При этом вполне вероятно, что процесс приобретает эпизодический, циклический или пульсирующий характер, что часто наблюдается в природе. Такое поведение включает периоды относительного покоя и преобладающего охлаждения, дифференциации и «примерзания» гребневых частей астеносферного диапира к литосфере (фиг. 2, стадия *2*). В такой период накапливаются условия для нового всплывания диапира, причем накопление может продолжаться вплоть до начала всплывания. В результате этого процесса гребневые части плит оказываются выше положения равновесия (фиг. 2, стадия *3*). Чтобы восстановилось равновесие, плиты должны скользить вниз по сравнительно крутому склону астеносферного клина (фиг. 2, стадия *4*), как это предположили Хейлс [18] и Якоби [24, 25]. Последние две стадии сопровождаются землетрясениями, роями землетрясений и вулканическими извержениями.

Продолжительность таких циклов оценить трудно; она, вероятно, меняется и проявляется в периодичности роев землетрясений и вулканических извержений. Эти циклы, по-видимому, гораздо короче интервалов времени между инверсиями магнитного поля Земли (имеющих порядок 10^6 лет), так как заметные признаки наложения нестационарных явлений при разрастании океанического дна на распределение линейных магнитных аномалий в океанах отсутствуют. На этом основании предполагается, что величина 10^5 лет является верхним пределом продолжительности циклов разрастания. По отношению к совокупности многих циклов спрединг может оставаться в сравнительно устойчивом состоянии в среднем около 10^8 лет, нарушаясь только при изменении граничных условий по краям плит и при изменении размеров плит. Эти условия претерпевают медленную эволюцию до тех пор, пока столкновение континентов не вызовет резкую и глубокую перестройку характера движений.

Эпизодический характер явлений диапиризма и гравитационного скольжения делает этот процесс наиболее вероятным, так как при этом происходит скачкообразное скольжение по крутому склону астеносферного клина, тогда как при равномерном движении плиты должны продвинуться вниз только на несколько километров при горизонтальном расстоянии около 1000 км, т. е. по очень пологому склону. «Гравитационная мегатектоника» [52] —



Фиг. 3. Разрастание дна Тихого океана.
Тонкие линии — положение в среднетретичное время, жирные линии — современное положение. Изменение направления разрастания плит начиная со среднетретичного времени было вызвано, вероятно, перемещением центра разрастания к югу после разрушения северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия. Соответственно изменялось положение трансформных разломов.

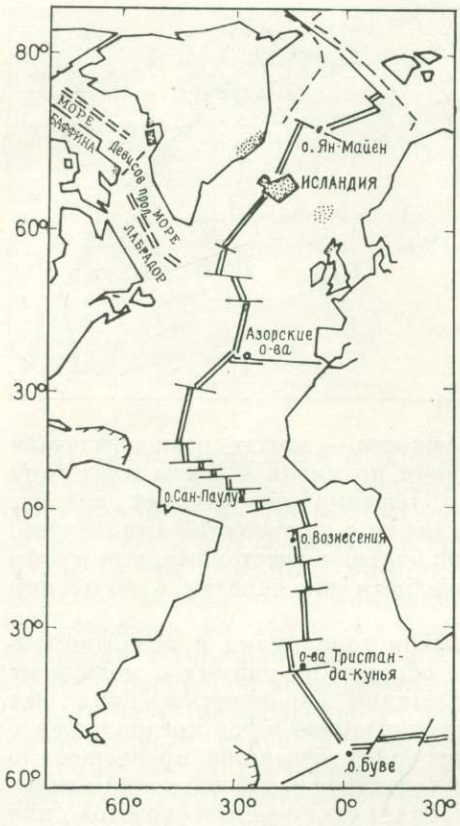
скольжение плит под действием силы тяжести — может осуществляться только скачкообразно, прерываясь эпизодами поднятия и роста плит, при которых возобновляется возможность скольжения по крутому склону. Фиксированная волнистость днища плиты (даже с достаточной амплитудой) не может использоваться для скольжения на большие расстояния, потому что поверхность плиты должна двигаться подобным же образом с большими вертикальными смещениями.

Предположение о циклическом характере диапиризма и гравитационного скольжения основано здесь главным образом на данных о механизме спрединга. Аналогичный механизм разрастания океанического дна был ранее рассмотрен Кноповым [36], однако высказанное здесь предположение отличается тем, что инерция движущихся плит считается пренебрежимо малой [25]. Предположение о циклическом характере подтверждается данными об ультраосновных пластовых интрузиях под гребнями хребтов, для формирования которых требуются сравнительно спокойные условия внедрения и дифференциации [4].

Обсуждение ряда специальных вопросов может пролить свет на механические, тепловые, химические и минералогические условия, в которых происходит раздвижение плит в стороны от выжатого клина астеносферы под хребтами.

Хребты состоят из довольно прямолинейных участков, которые смещены относительно друг друга по трансформным разломам. Длина этих разломов достигает нескольких сотен километров. Отрезки хребтов и трансформные разломы обычно перпендикулярны друг другу, а направление раздвижения параллельно трансформным разломам, если только не возникает каких-нибудь внутренних деформаций в плитах. Если происходит вынужденное изменение направления разрастания, трансформные разломы и отрезки хребтов соответственно меняют свое положение, как это наблюдается в северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия (фиг. 3). При этом гравитационные силы, действующие на скользящие плиты, снова приходят в соответствие с направлением разрастания. Другой механизм, посредством которого трансформные разломы оказывают влияние на движение плит,— это сопротивление трения и прерывистое сцепление.

Если раздвигание плит в стороны от хребта прекратится, например, на противоположных краях, диапиризм также должен прекратиться. В этом случае астеносферный клин будет охлаждаться и преобразуется в нормальную океаническую литосферу. Возможно, именно это произошло в морях Лабрадор и Баффина в конце мелового периода, когда начался спрединг в Северной Атлантике [10]. Аномальные условия в астеносфере или в мезосфере (или в обеих) также имеют значение, как это можно предположить по большим количествам базальта, изверженного вдоль дуги от Девисова



Фиг. 4. Разрастание дна Атлантического океана.

Между Гренландией и Канадой разрастание началось в предтретичное время; между Европой и Гренландией этот процесс начал развиваться в третичное время, и Срединно-Атлантический хребет двигался в западном направлении, а хребет в морях Баффина и Лабрадор отмирал. Крапом показаны третичные (а в Исландии — и четвертичные) базальты. Если Европу считать неподвижной относительно глубоких частей мантии, то Девисов пролив с его третичными базальтами передвинулся с того места, где сейчас находится Исландия, как можно предположить по аномальным свойствам мантии в этом районе. Другие менее четкие мантийные аномалии можно предположить по наличию вулканических островов.

пролива до Шотландии. Общий западный дрейф плит привел, по-видимому, к тому, что зона аномальной мантии, находившаяся западнее Гренландии, оказалась теперь к востоку от нее, вызвав, таким образом, перестройку плана разрастания океанического дна (фиг. 4).

Если плиты могут двигаться в разные стороны от хребта, но приводятся в движение только в результате диапиризма и гравитационного скольжения, то спрединг происходит сравнительно медленно и литосфера имеет на гребне хребта довольно большую мощность. С другой стороны, если плиты на обеих сторонах, или хотя бы на одной стороне, хребта могут легко отодвигаться или что-то может оттягивать их от хребтов (см. ниже), то спрединг происходит быстро и мощность литосферы у гребня оказывается малой, так как не хватает времени для охлаждения. В этом случае заполнение пространства между расступающимися плитами может происходить не столько путем диапирового внедрения под напором, сколько путем пассивного замещения. Симметричные рифтовые долины, типичные только для медленно раздвигающихся хребтов (таких, как Срединно-Атлантический хребет и система хребтов Индийского океана) и нетипичные для быстро раздвигающихся хребтов (таких, как Восточно-Тихоокеанское поднятие), отражают, возможно, различие в мощности литосферы у гребня хребта.

Характер диапиризма может меняться и вдоль одного и того же хребта от очень активного, мощного внедрения до пассивного спокойного заполнения. Главные вулканические острова вдоль хребта (Ян-Майен, Исландия, Азорские, Сан-Паулу, Вознесения, Тристан-да-Кунья и Буве на Срединно-Атлантическом хребте, см. фиг. 4), очевидно, являются выражением более сильного диапиризма и поднятия, чем в промежуточных частях хребта. Это различие может накладываться на вариации других свойств системы

литосфера — астеносфера: температуры, состава, наличия глубинных мантийных «перьев», или диапиров [46, 70].

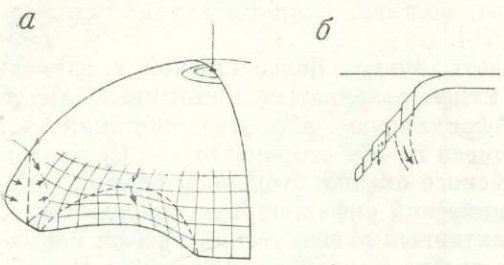
Астеносферный клин может всплывать только в более плотной, т. е. океанической, литосфере; этот процесс не может развиваться в континентальной коре. Примером служит Восточно-Африканская рифтовая система: она, очевидно, менее активна, чем находящиеся по обе стороны от нее Срединно-Атлантический хребет и хребты Индийского океана. Континентальный рифт сможет развиваться в настоящий океанический рифт в первую очередь тогда, когда на его продолжении находится активный океанический хребет; например, Красное море — это продолжение хребта Карлсберг (Аравийско-Индийский хребет.— *Ред.*), а Калифорнийский залив — продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия. Геологическая история Восточной Африки с эпизодами рифтообразования еще в докембрии [11], но без сколько-нибудь значительного спрединга резко отличается от сравнительно короткой истории разрастания и последующего затухания некоторых океанических хребтов, таких, как хребты морей Лабрадор и Баффина. Это различие обусловлено, очевидно, разными температурными условиями и разным вещественным составом под океанами и континентами. Континент с его сосредоточенными очагами тепла [55] действует как плотное покрывало, особенно если он располагается над одним и тем же участком мантии в течение длительного времени; это означает, что он может задержать астеносферный клин и помешать его всплыванию. Под океаном астеносфера, если помешать ее подъему, будет охлаждаться быстрее, чем под континентом.

Поддвигание (*субдукция*). Погружение или поддвигание (субдукция) тяжелых плит в глубокие горизонты мантии вблизи желобов — другое главное выражение гравитационной неустойчивости в системе литосфера — астеносфера [12, 22, 25]. Характер погружения зависит от механических и температурных условий и вещественного состава системы. Температура, фазовое состояние минералов, разность плотности, скорость размягчения и ассимиляции плиты зависят в свою очередь от скорости нагревания и, следовательно, от скорости погружения. Движения подчиняются механическим ограничениям системы.

Чем глубже погружается плита в мезосферу, жесткость которой увеличивается с глубиной, тем больше становится сопротивление движению. Установлено, что наибольшая глубина погружения составляет около 700 км. Плиты, достигающие такой глубины, находятся уже в состоянии сжатия (по падению), некоторые почти полностью, другие только в глубоких частях [22]. Они в большей или меньшей степени поддерживаются мезосферой, и, следовательно, только часть силы, которая заставляет их погружаться, идет на то, чтобы тянуть плиту в горизонтальном направлении. Латеральное движение опускающейся плиты встречает еще большее противодействие, чем движение в направлении падения. Это приводит к искривлению глубоких частей плит (фиг. 7).

Величина утапливающей силы зависит также от первоначальной толщины плиты, а следовательно, от ее возраста и расстояния от хребта. При быстром погружении расстояние от хребта и утапливающая сила могут уменьшиться. Это произошло, по-видимому, когда Восточно-Тихоокеанское поднятие встретилось с желобом, существовавшим в третичное время вдоль западного побережья Северной Америки (фиг. 3; см. также [3]); небольшая реликтовая плита Хуан-де-Фука в настоящее время очень медленно погружается под Северную Америку; представляется, что эта плита растет, так как активное поднятие Горда, хребет Хуан-де-Фука и хребет Эксплорер мигрируют к северо-западу [6].

Континентальная литосфера не может погружаться в мантию, так как легкая континентальная кора, насаженная на опускающуюся плиту, создает поплавковый эффект и препятствует погружению. Таким образом, столкнове-



Фиг. 5. Форма опускающейся плиты.

а — трехмерная модель изогнутой книзу сферической упругой оболочки (стрелки показывают движение плиты); *б* — двумерная модель блоков, равномерно погружающихся независимо один от другого [38]. Модель *а* более правильно объясняет форму опускающихся плит.

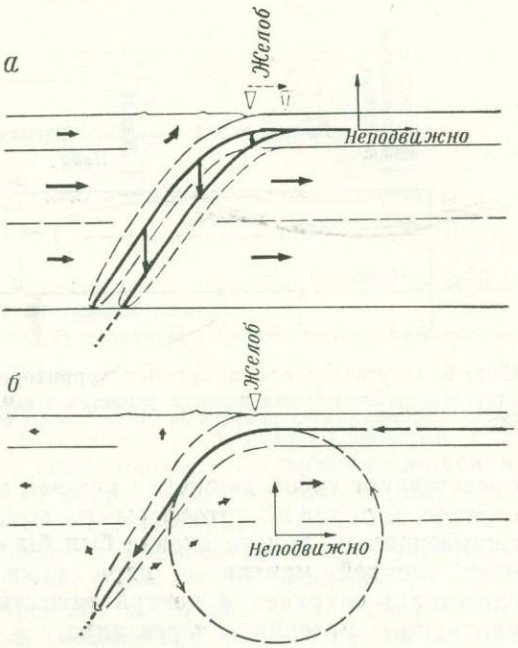
ние континентального блока с желобом приводит к серьезной перестройке плана движения плит [41], включая изменение направлений спрединга и образование новых желобов и хребтов.

По-видимому, плиты остаются при погружении существенно связными, а не разбиваются на отдельные куски, движущиеся самостоятельно. Это предположение основано на чрезвычайно правильной, слегка изогнутой форме плит, близкой к форме цельной, упруго искривленной книзу сферической оболочки (фиг. 5, *а*). Это служит также объяснением выпрямления плит на глубине после изгибания за пределом упругости. В этом случае мы можем избежать допущения о том, что отдельные блоки погружаются с упорядоченными скоростями (фиг. 5, *б*; см. также [38]). На краях некоторых дуг или в углах между ними отклонения от описанной выше простой формы погружающихся плит приводят к искажению картины напряжений; однако это искажение как будто не влияет на сейсмичность [22].

Связность наклонных частей плит и распределение напряжений в них подтверждают, что наклонные и горизонтальные части плит составляют единое целое. Это означает, что погружение может отчасти быть причиной горизонтального движения. Если бы плиты были разъединены, погружающиеся части могли бы только косвенно и менее эффективно влиять на движение плит, смещая субстрат и создавая, таким образом, течение, снова поднимающееся под хребтами. Быстрое разрастание Восточно-Тихоокеанского поднятия показывает, однако, что погружение плит по периферии Тихого океана прямо участвует в создании движущей силы.

Связные наклонные плиты разрывают поток вещества астеносферы и направляют его по определенным руслам, создавая, таким образом, ограничения для движения и астеносферы, и плит. Без этих ограничений сила тяжести тянула бы некоторые плиты вниз более круто, чем это наблюдается в действительности, например под Андами (см. ниже и фиг. 9), а наклонные части плит погружались бы вертикально (фиг. 6, *а*), вызывая миграцию желобов в направлении океана и заставляя астеносферу и мезосферу течь в том же направлении. Вместо этого астеносфера, свободное течение которой ограничено, действует как вращающийся цилиндр, закрепленный более или менее неподвижно, вокруг которого и изгибается плита (фиг. 6, *б*). Сила, передаваемая от этого вращающегося цилиндра на изгибающуюся плиту, отражается в прогибе поверхности ниже уровня равновесия и в образовании отрицательной аномалии силы тяжести (в свободном воздухе) над желобом [19, 20], наложенной на широкую положительную аномалию.

У бокового края погружающейся плиты материал астеносферы, а также, возможно, мезосферы может обтекать плиту, уменьшая тем самым ограничения миграции желоба. Диапиризм приводит к образованию новой коры позади островной дуги. Течение мантии искривляет края и изгибает плиту. Вот несколько примеров такой обстановки у боковых краев плит: северный конец дуги Тонга (фиг. 7), восточный конец Зондской дуги и, возможно, северные края плит, погружающихся под Южную Америку (Колумбийская плита), Карибская и Южно-Сандвичева дуги [22].

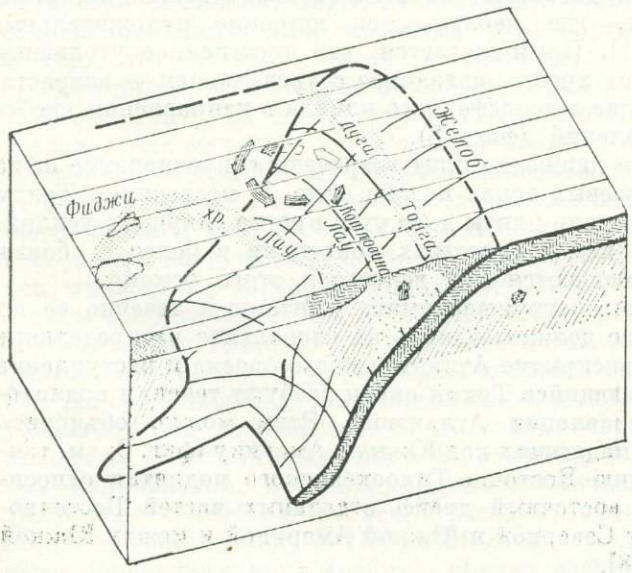


Фиг. 6. Погружение плит.

а — чисто вертикальное движение всех частей наклонной плиты; оно требует большого переноса (направо) материала астеносферы и мезосферы, а также поглощенного ими материала плиты, но не требует горизонтального движения плиты (координатная система неподвижна относительно правой плиты); *б* — движение плиты вокруг воображаемого вращающегося цилиндра с ограниченным перемещением астеносферы и мезосферы; переносится только поглощенный материал плиты (координатная система неподвижна относительно мезосферы). Движение системы координат относительно более глубоких частей мантии имеет физическое значение.

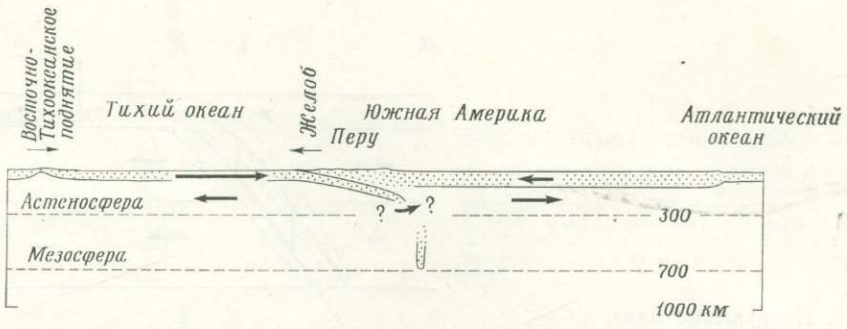
Обратное течение. Описание литосферно-астеносферной «конвекции» было бы неполным без рассмотрения обратного течения, необходимого для компенсации переноса масс при движении плит. Однако в настоящее время мы не знаем, на какую глубину проникает это течение, и можем только строить предположения на этот счет.

Если течение распространяется на большую глубину, оно может привести к конвективным процессам в мантии, очень похожим на те, существование которых предполагалось многими предыдущими исследователями, но с обратным движущим механизмом. Очаг неустойчивости, вызывающей движение, при этом находится в системе литосфера — астеносфера, а более глубокое течение зависит от него. В предшествующих гипотезах принималось как раз обратное. Ороган [47] предположил, что обратное течение



Фиг. 7. Блок-диаграмма северного края опускающейся плиты Тонга.

Виден изгиб ее верхних частей. Стрелками показано гипотетическое течение вещества астеносферы из-под плиты к ее передней части [22].



Фиг. 8. Опускающаяся плита под территорией Перу.
Структурные ограничения переноса вещества и смещение Южной Америки на запад требуют, возможно, перетекания астеносферы из Тихого океана (тихоокеанский круговорот) в Атлантический [22].

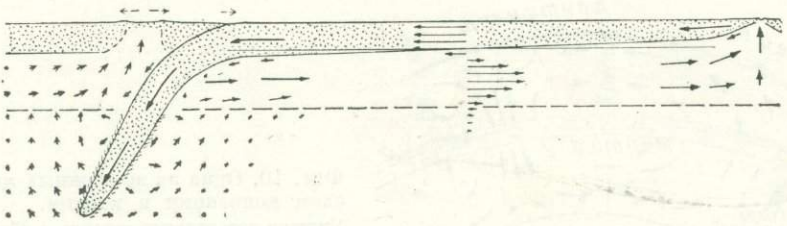
представляет собой движение нижней жесткой мантии как единого целого; перенос материала литосферы и, возможно, астеносферы в направлении сжимающегося Тихого океана был бы сбалансирован в этом случае смещением нижней мантии и ядра вниз — от тихоокеанского полушария; однако для сохранения центра тяжести ядра на месте необходимо течение мантийного материала через ядро.

Благодаря высокой текучести астеносфера, по-видимому, является главным каналом для обратного течения [25, 69]. В простой двумерной картине поток астеносферы будет иметь направление, обратное движению плит, и полностью компенсировать перенос масс. В реальной Земле картина движений сложнее: поток может растекаться в стороны и на него оказывают влияние изменения ширины канала. По меньшей мере в районах поддвигания, где плиты поглощаются мезосферой, должно существовать подастеносферное течение. Благодаря более высокой вязкости мезосферы это течение происходит, вероятно, очень медленно и распределено по большой площади. Фиг. 8 качественно иллюстрирует это предполагаемое течение.

Для горизонтального течения астеносферы на большие расстояния необходим отрицательный градиент давления в направлении течения. Ни топография океанических котловин, ни поле силы тяжести не указывают на существование такого градиента давлений, за исключением, возможно, окрестностей зон поддвигания, где наблюдаются широкие положительные аномалии силы тяжести [31]. Предполагается, что постепенное утолщение литосферы по обе стороны от хребта, связанное с увеличением ее возраста, и соответствующее расширение астеносферного канала в направлении хребта обеспечивают градиент давлений (фиг. 8).

Течение в этом канале и движение плит встречают сопротивление из-за сдвиговых деформаций в краевых зонах потока (фиг. 8, посредине). Таким образом, в представленной модели плиты движутся против тянущего усилия, передаваемого снизу, тогда как в гипотезах конвекции в более глубоких частях мантии плиты перемещаются под действием этого усилия.

Перерезание астеносферы погружающимися плитами и течение ее по определенным каналам также должны влиять на глобальное распределение движения плит. Например, раскрытие Атлантического океана и наступление Южной Америки на закрывающийся Тихий океан требуют течения подлитосферного материала в направлении Атлантики. Этим можно объяснить необычную геометрию плит, падающих под Южную Америку (фиг. 9; см. также [22]), восточную миграцию Восточно-Тихоокеанского поднятия относительно Южной Америки и восточный дрейф отдельных частей Восточно-Тихоокеанской плиты между Северной и Южной Америкой и между Южной Америкой и Антарктидой [8].



Фиг. 9. Качественная иллюстрация предположения об обратном течении материала через астеносферу и мезосферу (вблизи опускающейся плиты).

Стрелками показаны направление и скорость течения. В центре схемы показано распределение скорости движений в зависимости от глубины.

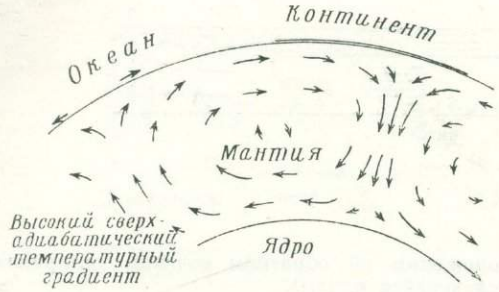
Силы, действующие на движущиеся части литосферы и астеносферы. Составляющая силы тяжести действует в направлении движения плит у хребтов и в зонах поддвигания. На плиты направлены сжимающие усилия от хребтов и растягивающие усилия от погружающихся концов плит. Сила тяжести действует против воздымания астеносферного клина в хребтах и против поднятия материала мезосферы и астеносферы вокруг погружающихся плит. Она, конечно, не противодействует их всплыванию: из-за разности плотностей возникает внутренняя движущая сила в направлении перемещения материала. В принципе система находится в состоянии конвекции.

Дифференциальные движения в системе встречают сопротивление, величина которого возрастает с увеличением относительной скорости. Факторами, вызывающими сопротивление, служат обратное течение в астеносфере и мезосфере, погружение плит в мезосферу с увеличивающейся жесткостью, изгибание плит вблизи желобов и трение вдоль трансформных и других разрывов. Если наклоняющаяся плита несет континентальную кору, то плавучесть легких масс в зоне поддвигания препятствует погружению всей плиты.

Качественное сравнение гравитационных движущих сил и сил сопротивления с подходящими расчетными параметрами (рассмотренными ранее) является важным испытанием для предложенной модели литосферно-астеносферной конвекции. Проведенная оценка [25] показала, что такая модель физически возможна. Силы, действующие в принятой модели, оказываются сбалансированными при скоростях плит порядка нескольких сантиметров в год, что и наблюдается в природе.

Эта модель качественно объясняет и различия в скоростях разрастания хребтов. Плиты на обеих сторонах Атлантического и Индийского океанов раздвигаются медленно (со скоростью около 1 см/год) почти исключительно под действием диапиризма и гравитационного скольжения на хребтах. Плиты на обеих сторонах Восточно-Тихоокеанского поднятия раздвигаются быстро, под действием сил, не только толкающих их от поднятия, но и тянущих к областям погружения, почти целиком окружающим Тихий океан. Наконец, на скорость спрединга влияют не только механические движущие силы и силы сопротивления, но также скорость образования и разрушения плит, обусловленная тепловыми и минералогическими факторами. Значение этих факторов возрастает с увеличением скорости спрединга.

На существование сжимающей силы, действующей от хребтов на плиты, указывает ряд наблюдений: 1) наклонные части некоторых плит целиком находятся в состоянии сжатия в направлении падения; 2) на сжатие в широтном направлении, перпендикулярно Восточно-Тихоокеанскому поднятию, указывают сейсмограммы землетрясения, происшедшего в средней части плиты Наска, к западу от Перу [43]; 3) цепи подводных вулканов ориентированы перпендикулярно хребтам, причем известно, что вулканические цепи



Фиг. 10. Одна из возможных идеальных схем конвекции в мантии.

Участки восходящего течения в общем случае окружены полигональными поясами погружающегося материала. Центр неустойчивости находится в мантии ниже коры.

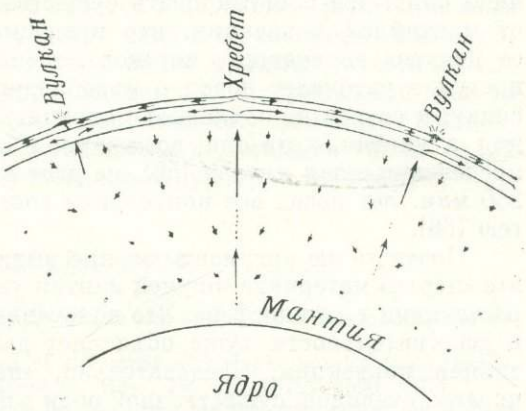
образуются перпендикулярно направлению наименьшего сжатия, т. е. параллельно главному сжимающему напряжению [25, 64, 65]; 4) существует, возможно, сейсмическая анизотропия с максимальными скоростями волн P перпендикулярно хребтам [32, 33]; 5) направление спрединга в Тихом океане изменилось начиная со среднетретичного времени с западного на северо-западное, после того как северная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия перестала существовать, встретившись с Северной Америкой, и была сдвинута по трансформному разлому Сан-Андреас [3], что обусловило смещение центра сжимающих сил на юг (фиг. 3).

Источники энергии. Количества тепловой и других видов энергии, по-видимому, вполне достаточно для приведения системы в движение. Механическая энергия, необходимая для этого движения, составляет около $^1/_{10}$ полного потока тепловой энергии через поверхность Земли и примерно в 100 раз превышает энергию, высвобождающуюся при землетрясениях [25]. Пресс [49] получил такое же соотношение, предположив, что потенциальная энергия плотных плит над менее плотной астеносферой высвобождается примерно в течение 100 млн. лет.

Если этот механизм представляет собой вид конвекции, следует ожидать, что он будет выносить значительную часть тепла из глубин Земли. По-видимому, так и есть на самом деле, потому что потеря тепла в процессе образования плит достигает 45% общего среднего теплового потока [57].

Вопрос о первичном источнике энергии не имеет значения при обсуждении данной проблемы. Однако мы можем допустить, что отчасти это тепловая и химическая энергия, накопленная в недрах Земли, отчасти радиогенная энергия и отчасти энергия вращения Земли, теряемая под действием приливов [8, 59].

Литосферно-астеносферная «конвекция» против конвекции в глубоких частях мантии. Предполагают, что некие правильные конвективные течения, пронизывающие всю мантию, управляют развитием поверхности Земли. Эта гипотеза была четко сформулирована еще в 1889 г. Фишером ([15], стр. 375—381) и получила поддержку Холмса [21], который привлек ее для объяснения схемы дрейфа континентов, предложенной Вегенером (Wegener, 1922). Одна из возможных схем конвекции в мантии показана на фиг. 10. После того как стало известно о движении жестких литосферных плит, подобные представления о мантийной конвекции стали использоваться для объяснения этого движения под действием тянущего усилия, передаваемого снизу. Предполагалось, что глубоководные желоба и наклонные части плит образованы нисходящими мантийными течениями. Хребты не обязательно рассматривались как места выжимания материала глубокой мантии; некоторые исследователи считали их просто наиболее ослабленными участками плит, разрушающимися под действием расталкивающих усилий. В некоторых последних моделях конвекции (например, [61]) принимается переменная вязкость мантии, что приводит к уменьшению конвективных ячей и ограничивает их по глубине; плиты определяют в этих моделях жесткие границ-



Фиг. 11. Глубокие мантийные «перья» [46], или мантийные диапиры [70], образуют вертикальные структуры, радиально растекающиеся в астеносфере.

Обратное течение в этом случае будет иметь вид очень медленного погружения, схематически показанного стрелками.

ные условия. Очагом гравитационной неустойчивости, вызывающей движение, считается «перегретая» мантия, обладающая свойством ползучести.

Другой вид конвекции возникнет, если горячий текучий материал низкой плотности будет подниматься в виде «перьев» по узким каналам, а относительно жесткая мантия будет компенсировать восходящее течение медленным общим проседанием (фиг. 11). Морган [46] предложил схему, по которой такие «перья» поднимаются из нижней мантии и радиально растекаются в астеносфере, увлекая за собой плиты литосферы. Уилсон [70] предположил, что диапиры в верхней мантии зарождаются на глубинах от 300 до 400 км, приподнимают плиты и вызывают гравитационное скольжение. В схеме Моргана очаг неустойчивости, приводящей систему в движение, находится в нижней мантии; в схеме Уилсона эта неустойчивость ограничена пределами верхней мантии, так что литосферно-астеносферные движения управляются только локализованными диапирами.

Что же приводит плиты в движение? Можно ли отбросить одну или несколько гипотез?

Несмотря на то что эффективная вязкость нижней мантии (см. выше) допускает существование конвекции, изменение состава на глубине около 700 км и наличие зон резкого фазового перехода делают конвекцию, пронизывающую всю мантию, маловероятной [34]. Имеется немного прямых свидетельств неустойчивости в глубоких частях мантии; большинство особенностей топографии и поля силы тяжести связано с корой, плитами и астеносферой. Если величина отношения E/T (см. выше) для глубоких очагов неустойчивости вообще сравнима с соответствующей величиной для очагов в системе литосфера — астеносфера, свободная потенциальная энергия E должна быть велика из-за большой величины постоянной времени T; соответственно вариации плотности, являющиеся причиной неустойчивости, и топографический эффект должны быть вполне заметными. Помимо этого, предполагаемая прозрачность нижней мантии по отношению к тепловому излучению делает развитие неустойчивых структур невероятным.

Кроме того, представление о конвекции, захватывающей всю мантию, не может, по-видимому, объяснить миграцию Атлантического и Индоокеанских хребтов, предполагаемую ввиду отсутствия желобов и существования вклинившегося между ними Восточно-Африканского рифта. Это должно уменьшать площадь Тихого океана, несмотря на разрастание Восточно-Тихоокеанского поднятия, и требует, таким образом, миграции некоторых желобов. Если тянущие усилия, передаваемые снизу, являются главной движущей силой, то приходится либо постулировать быстрое изменение картины мантийных конвективных течений, что противоречит вычисленной временно́й постоянной (около 10^9 лет) для возникновения устойчивой конвекции [35],

либо опять же постулировать существенную независимость движения плит от мантийной конвекции, что предусматривает миграцию хребтов далеко от центров восходящих потоков мантийного материала. Однако последний постулат разбивает довод о преобладании тянущих усилий, передаваемых снизу, и совсем не объясняет миграцию желобов. По той же причине конвекция в мантии, хотя она, возможно, и способна объяснить современное распределение суши и моря [56], не дает ответа на вопрос о том, почему лишь 250 млн. лет назад все континенты составляли один большой материк Пангею [66].

Почти те же аргументы можно выдвинуть против предположения о том, что «перья» материала нижней мантии увлекают плиты при своем радиальном растекании в астеносфере. Это волочение, исходящее из нескольких центров, в действительности хуже объясняет движение плит, чем правильная мантийная конвекция. Следовательно, «перья» вещества нижней мантии не играют, очевидно, существенной роли в процессе вовлечения плит в движение.

Если локализованные диапиры существуют ниже астеносферы, вполне вероятно, что они влияют на гравитационную неустойчивость системы литосфера — астеносфера, но это влияние трудно оценить. Во всяком случае, едва ли несколько локальных подастеносферных диапиров могут обусловить фиксированное положение хребтов относительно глубоких частей мантии. Более вероятно, что движение плит происходит таким образом, что хребты мигрируют относительно предполагаемых глубоких диапиров. Такая обстановка повлекла бы за собой асимметрию структуры хребтов. Симметрия — один из аргументов в пользу общего диапирового поднятия астеносферного клина, происходящего независимо от того, куда мигрирует хребет. Предполагалось, что вулканические острова, находящиеся вблизи сочленения трех хребтов, указывают на существование глубоких мантийных «перьев», которые и раздвигают три плиты в разные стороны. Однако похоже, что проявления вулканизма мигрируют вместе с этими тройными сочленениями, например, вблизи Африки, поэтому ситуацию в таких районах лучше интерпретировать как механическое следствие, а не как причину движения плит.

Представление о том, что движущий механизм перемещения плит связан с неустойчивостью системы литосфера — астеносфера, позволяет обойти указанные выше трудности. Если величина сил, действующих в этой системе, оценена правильно и этих сил достаточно для поддержания движения плит, то нет надобности постулировать конвекцию в глубоких частях мантии. Эта точка зрения всецело основана на представлении о независимости плит от глубоких частей мантии и, следовательно, на допущении низкой эффективной вязкости астеносферы (около 10^{19} $Н \cdot с/м^2$, или 10^{20} П). Представление о слабой связи между нижней мантией и литосферой поддержано Эльзассером [13]. С другой стороны, Мак-Кензи [41] настаивает на преобладании тянущих усилий, передаваемых снизу, над гравитационными силами, действующими на плиты, но его выводы справедливы только для принятой им модели строения верхней мантии и конвекции в глубоких частях мантии; в этой модели не принимаются в расчет такие явления, как утонение литосферы и диапиризм под хребтами, а также погружение плит.

Заключение. Неустойчивость системы литосфера — астеносфера является, по-видимому, наиболее правдоподобной механической причиной движения плит. Пожалуй, мы уже знаем достаточно об общих чертах этой неустойчивости, чтобы строить реальные, хотя и грубые модели. Допущения, лежащие в основе представленной здесь модели, вероятно, более реалистичны, чем допущения, на которых основано представление о конвекции в глубоких частях мантии.

Может показаться странным, что под действием вертикальной силы тяжести осуществляется в основном горизонтальное движение плит. Однако плиты и материал астеносферы могут перемещаться только существенно

горизонтально, за исключением районов хребтов и желобов. Гравитационные силы, действующие на эти небольшие участки плит и астеносферы, очевидно, достаточны для приведения в движение тех более крупных участков, где возможны только горизонтальные перемещения. В повседневной жизни мы постоянно сталкиваемся с подобными явлениями: хотя ветер дует в основном горизонтально, воздушные массы приводятся в движение также силой тяжести и теплом, а это движение обусловлено структурой атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson D. L., Sammis C., Jordan T.*, Composition and evolution of the mantle and core, Science, **171**, pp. 1103—1112, 1971.
2. *Artyushkov E. V.*, Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 1376—1390, 1971.
3. *Atwater T.*, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 3513—3536, 1970.
4. *Aumento F., Loubat H.*, The mid-Atlantic ridge near 45°N, XVI, Serpentinized ultramafic intrusions, Can. Journ. Earth Sci., 8, pp. 631—663, 1971.
5. *Barazangi M., Isacks B.*, Lateral variations of seismic wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga island arc: Deep anomaly in the upper mantle, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 8493—8516, 1971.
6. *Berry M. J., Jacoby W. R., Niblett E. R., Stacey R. A.*, A review of geophysical studies in the Canadian Cordillera, Can. Journ. Earth Sci., 8, pp. 788—801, 1971.
7. *Carter N. L., Avé Lallemant H. G.*, High temperature flow of dunite and peridotite, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 2181—2202, 1970.
8. *Christoffel D. A.*, Earth tide mechanism for sea-floor spreading (abs.), Am. Geophys. Union Trans., **50**, p. 672, 1969.
9. *Deuser W. G.*, Hypothesis of the formation of the Scotia and Caribbean Seas, Tectonophysics, **10**, pp. 391—401, 1970.
10. *Dietz R. S., Holden J. C.*, Reconstruction of Pangea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 4939—4956, 1970.
11. *Dixey F.*, The East African fift system, Colonial Geol. Min. Resources Suppl. Ser., London, 63 p., 1956.
12. *Elsasser W. M.*, Convection and stress propagation in the upper mantle, Princeton University Tech. Rep. 5, p. 223—246, 1967.
13. *Elsasser W. M.*, Sea-floor spreading as thermal convection, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 1101—1112, 1971.
14. *Ewing J.*, Seismic model of the Atlantic Ocean, in: *Hart P. J.*, ed., The earth's crust and upper mantle, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 13, pp. 220—225 [см. русский перевод в кн. «Земная кора и верхняя мантия», «Мир», М., 1972].
15. *Fisher O.*, Physics of the earth's crust, 2nd ed., London, Macmillan, 391 p., 1889.
16. *Goldreich P., Toomre A.*, Some remarks on polar wandering, Journ. Geophys. Res., **74**, pp. 2555—2569, 1969.
17. *Griggs D. T., Turner F. J., Heard H. C.*, Deformation of rocks at 500 to 800° C, Geol. Soc. Am. Mem. 79, pp. 39—104, 1960.
18. *Hales A. L.*, Gravitational sliding and continental drift, Earth Planet. Sci. Lett., **6**, pp. 31—34, 1969.
19. *Hatherton T.*, Gravity and seismicity of asymmetric active regions, Nature, **221**, pp. 353—355, 1969.a.
20. *Hatherton T.*, Similarity of gravity anomaly patterns in asymmetric active regions, Nature, **224**, pp. 357—358, 1969b.
21. *Holmes A.*, Radioactivity and earth movements, Geol. Soc. Glasgow Trans. 18, pp. 559—606, 1931.
22. *Isacks B., Molnar P.*, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, Rev. Geophys. Space Phys., **9**, pp. 103—174, 1971.
23. *Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.*, Seismology and the new global tectonics, Journ. Geophys. Res., **73**, pp. 5855—5899, 1968.
24. *Jacoby W. R.*, Active diapirism under mid-oceanic ridges (abs.), Am. Geophys. Union Trans., **51**, p. 204, 1970a.
25. *Jacoby W. R.*, Instability in the upper mantle and global plate movements, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 5671—5680, 1970b.
26. *Jeffreys, Sir H.*, The earth, its origin, history and physical constitution, 5th ed., London, Cambridge Univ. Press, 525 p., 1970.
27. *Jessop A. M.*, How to beat permafrost problems, Oilweek, **20**, pp. 22—25, 1970.

28. *Karig D. E.*, Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 239—254, 1970.
29. *Karig D. E.*, Origin and development of marginal basins in the western Pacific, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 2542—2561, 1971.
30. *Kaula W. M.*, Geophysical implications of satellite determinations of the earth's gravitational field, Space Sci. Rev., **7**, pp. 769—794, 1967.
31. *Kaula W. M.*, Global gravity and tectonics, in: *Robertson E. C.*, ed., The nature of the solid earth, Symposium in honor of Francis Birch, New York, McGraw-Hill, pp. 385—405, 1972.
32. *Keen C. E., Barrett D. L.*, A measurement of seismic anisotropy in the northeast Pacific, Can. Journ. Earth Sci., 8, pp. 1056—1064, 1971.
33. *Keen C. E., Tramontini C.*, A seismic refraction survey on the mid-Atlantic ridge, Geophys. Journ., **20**, pp. 473—491, 1970.
34. *Knopoff L.*, On convection in the upper mantle, Geophys. Journ., **14**, pp. 341—346, 1967a.
35. *Knopoff L.*, Thermal convection in the earth's mantle, in: *Gaskell T. F.*, ed., The earth's mantle, New York, Acad. Press, pp. 171—196, 1967b.
36. *Knopoff L.*, Continental drift and convection, in: *Hart P. J.*, ed., The earth's crust and upper mantle, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 13, pp. 683—689, 1969 [см. русский перевод в кн. «Земная кора и верхняя мантия», «Мир», М., 1972].
37. *LePichon X.*, Sea-floor spreading and continental drift, Journ. Geophys. Res., **73**, pp. 3661—3697, 1968 [см. русский перевод в кн. «Новая глобальная тектоника», «Мир», М., 1974].
38. *Lliboutry L. A.*, Sea-floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point, Journ. Geophys. Res., **74**, pp. 6525—6540, 1969.
39. *Lliboutry L. A.*, Rheological properties of the asthenosphere from Fennoscandian data, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 1433—1446, 1971.
40. *Maxwell J. C.*, Continental drift and a dynamic earth, Am. Scientist, **56**, pp. 35—51, 1968.
41. *McKenzie D. P.*, Speculations on the consequences and causes of plate motions, Geophys. Journ., **18**, pp. 1—32, 1969.
42. *McKenzie D. P., Sclater J. G.*, Heat flow in the eastern Pacific and sea-floor spreading, Bull. Volcanol., **33**, pp. 101—117, 1969.
43. *Mendiguren J. A.*, Focal mechanism of a chock in the middle of the Nazca Plate, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 3861—3879, 1971.
44. *Molnar P., Oliver J.*, Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere, Journ. Geophys. Res., **74**, pp. 2648—2682, 1969.
45. *Morgan W. J.*, Rises, trenches, great faults and crustal blocks, J. Geophys. Res., **73**, pp. 1959—1982, 1968.
46. *Morgan W. J.*, Convection plumes in the lower mantle, Nature, **230**, pp. 42—43, 1971.
47. *Orowan E.*, The origin of the oceanic ridges, Sci. Am., **214**, pp. 103—119, 1969.
48. *Press F.*, Regionalized earth models, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 6575—6581, 1970.
49. *Press F.*, The gravitational instability of the lithosphere (см. статью на стр. 29 настоящего сборника).
50. *Ramberg H.*, Gravity, deformation and the earth's crust, as studied by centrifuged models, London, New York, Acad. Press, 214 p., 1967 [см. русский перевод: *Рамберг Х.*, Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги, «Мир», М., 1970].
51. *Ramberg H.*, Model studies of gravity-controlled tectonics by the centrifuge technique (см. статью. на стр. 70 настоящего сборника).
52. *Ranalli G.*, The expansion-undation hypothesis for geotectonic evolution, Tectonophysics, **11**, pp. 261—285, 1971.
53. *Ringwood A. E.*, Composition of the crust and upper mantle, in: *Hart P. J.*, ed., The earth's crust and upper mantle, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 13, pp. 1—17, 1969 [см. русский перевод в кн. «Земная кора и верхняя мантия», «Мир», М., 1972].
54. *Ringwood A. E., Green D. H.*, An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications, Tectonophysics, **3**, pp. 383—427, 1966.
55. *Roy R. I., Blackwell D. D., Birch F.*, Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces, Earth Planet. Sci. Lett., **5**, pp. 1—12, 1968.
56. *Runcorn S. K.*, Convection in the mantle, in: *Hart P. J.*, ed., The earth's crust and upper mantle, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 13, pp. 692—698, 1969 [см. русский перевод в кн. «Земная кора и верхняя мантия», «Мир», М., 1972].
57. *Sclater J. G., Francheteau J.*, The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth, Geophys. Journ., **20**, pp. 509—542, 1970.
58. *Seyfert C. K.*, Dilatational convection as a mechanism for sea-floor spreading (abs.), Geol. Soc. Am. Program, 1967, Annual Meeting, p. 200, 1967.
59. *Shaw H. R.*, Earth tides, global heat flow, and tectonics, Science, **168**, pp. 1084—1087, 1970.

60. *Talwani M., LePichon X., Heirtzler J. R.*, East Pacific rise: The magnetic pattern in the fracture zones, Science, **150**, pp. 1109—1115, 1965.
61. *Torrance K. E., Turcotte D. L.*, Structure of convection cells in the mantle, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 1154—1161, 1971.
62. *Van Bemmelen R. W.*, Mega-undations as cause of continental drift, Geol. Mijnb., **44**, pp. 320—333, 1965a.
63. *Van Bammelen R. W.*, Der gegenwärtige Stand der Undationstheorie, Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, pp. 379—399, 1965b.
64. *Walcott R. I.*, Flexure of the lithosphere at Hawaii, Tectonophysics, 9, pp. 435—446, 1970a.
65. *Walcott R. I.*, Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 3941—3954, 1970b.
66. *Wegener A.*, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Braunschweig, F. Vieweg and Sohn, 140 p., 1922 [см. русский перевод: Вегенер А., Происхождение материков и океанов, ГИЗ, М.—Л., 1924].
67. *Whitcomb J. H., Anderson D. L.*, Reflection of P′P′ seismic waves from discontinuities in the mantle, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 5713—5728, 1970.
68. *Wickens A. J.*, Variations in lithospheric thickness in Canada, Can. J. Earth Sci., 8, pp. 1154—1162, 1971.
69. *Wilson J. T.*, Aspects of the different mechanics of ocean floors and continents, Tectonophysics, 8, pp. 281—284, 1969.
70. *Wilson J. T.*, Mantle diapirs as a principal driving mechanism and unifying concept in geonomy (в печати).

АКТИВНАЯ РОЛЬ КОНТИНЕНТОВ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ: ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ [1]

Р. Шёйлинг [2]

В настоящее время наибольшее внимание в тектонике сфокусировано на захватывающих идеях глобальной тектоники. Такое подчеркнутое внимание к тектонике плит ведет к забвению того факта, что и внутри отдельных плит происходят тектонические процессы меньшего масштаба. Они концентрируются вокруг узлов складчатости, где первичные тектонические движения — это вертикальные поднятия и опускания. Сильное вертикальное поднятие вызывает гравитационное скольжение от орогенических центров к их окраинам.

В настоящей статье представлена геотермическая модель, используемая для объяснения образования орогенических узлов, которые только косвенно связаны с ранее существовавшими геосинклиналями и складчатыми поясами. Из этой модели логически вытекает, что такие узлы должны располагаться преимущественно на вогнутых сторонах изгибов в складчатом поясе.

Перед тем как представить саму модель, изложим некоторые соображения о движении плит, которые также можно рассматривать как результат нагревания столбов мантии под континентами и охлаждения их под океанами.

[1] Я благодарен профессору Р. В. Ван Беммелену, который потратил много времени и труда на совершенствование представлений, изложенных в этой статье, хотя у нас и остались еще большие расхождения во взглядах. Я хочу также выразить благодарность моим коллегам И. Мейленкампу, Т. Кваку и Б. Янсену за их терпеливую помощь в развитии идей об эволюции Киклад, а также проф. Х. Приму из Лаборатории геологии изотопов в Амстердаме за предоставление в мое распоряжение материалов первых геохронологических определений на Кикладах.

[2] Лаборатория имени Венинг-Мейнеца, отдел геохимии, Утрехт, Нидерланды.

Общие соображения. Для орогенических процессов необходима энергия. Поэтому в тектонике особый интерес должны представлять источники этой энергии и их глобальное распределение. Доказано [11, 22], что даже в тектонически активных регионах энергия, необходимая для развития орогенического процесса, составляет только часть всей энергии, выделяющейся при радиоактивном распаде урана, тория и калия. То же самое справедливо для вулканизма и метаморфизма. Следовательно, нет надобности искать другие источники энергии, питающие эти процессы.

В типичной континентальной коре толщиной 35 км, состоящей из «гранитного» слоя мощностью 17,5 км и нижнего слоя (гранулиты, анортозиты, чарнокиты и другие подобные породы) мощностью также 17,5 км, в состоянии теплового равновесия выделяется около 38 кал/см^2·год (табл. 1). Это лишь немного меньше общего наблюдаемого теплового потока на континентах. Следовательно, современный тепловой поток через поверхность континентов поддерживается почти исключительно за счет тепла, выделяющегося в самой коре. Континенты действуют как «греющие покрывала». На площади океанов тепловой поток очень изменчив, но его средняя величина, по-видимому, лишь незначительно меньше, чем на суше. Это обычно объясняют тем, что мантия под континентами дифференцирована и такие элементы, как уран, торий и калий, из нее уже удалены, тогда как под океанами мантия не дифференцирована и все еще содержит первоначальное количество радиоактивных элементов. Такая гипотеза находится в прямом противоречии с концепцией дрейфа континентов и разрастания океанического дна, и примерное равенство тепловых потоков через континенты и океаны действительно используется как главный аргумент против теории дрейфа континентов. Если континенты двигаются, то некоторые из них могут оказаться над участками мантии, находившейся прежде под океаном, а над участками дифференцированной мантии, ранее располагавшейся под континентами, может образоваться дно океана. Разность между океаническим и континентальным тепловыми потоками была бы в этом случае даже больше, чем при стабильном тепловом режиме в столбах мантии со сходным составом радиоактивных элементов как под континентами, так и под океанами.

Таблица 1

Выделение тепла в коре, состоящей из «гранитного» материала толщиной 17,5 км и материала нижнего слоя коры (гранулитов, чарнокитов, анортозитов и т. д.) толщиной 17,5 км [1]

	Верхний слой коры	
U	$17{,}5 \times 10^5 \times 2{,}7 \times 4 \cdot 10^{-6} \times 0{,}73$	кал = 13,8 кал
Th	$17{,}5 \times 10^5 \times 2{,}7 \times 15 \cdot 10^{-6} \times 0{,}20$	кал = 14,2 кал
K	$17{,}5 \times 10^5 \times 2{,}7 \times 3 \cdot 10^{-2} \times 27 \cdot 10^{-6}$	кал = 3,8 кал
	Нижний слой коры	
U	$17{,}5 \times 10^5 \times 2{,}9 \times 4 \cdot 10^{-7} \times 0{,}73$	кал = 1,5 кал
Th	$17{,}5 \times 10^5 \times 2{,}9 \times 2 \cdot 10^{-6} \times 0{,}20$	кал = 2,0 кал
K	$17{,}5 \times 10^5 \times 2{,}9 \times 2 \cdot 10^{-2} \times 27 \cdot 10^{-6}$	кал = 2,7 кал
	Выделение тепла в земной коре	38,0 кал/см^2·год

[1] Среднее содержание радиоактивных элементов в гранитах и количество тепла, выделяющегося из 1 г обычного урана, тория и калия, приведены по Кларку [1]; среднее содержание урана, тория и калия в материале нижней части коры — по Ламберту и Хейеру [7].

Эта проблема была решена [16], когда были учтены тепловые следствия перемещения континента при разрастании океанического дна. Анализ кривых

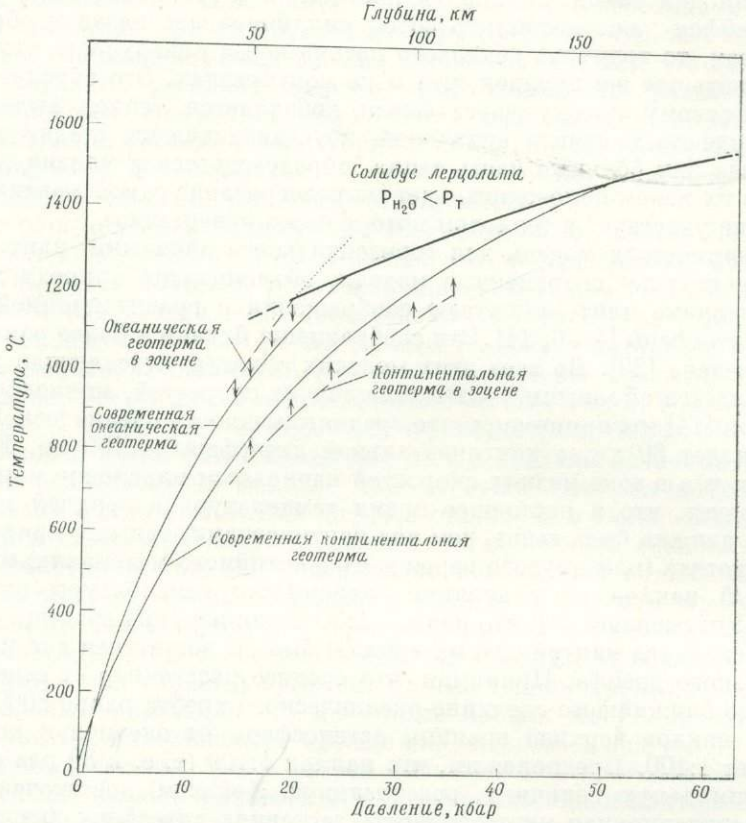
охлаждения для такой обстановки показал, что если континент был перемещен дрейфом даже несколько сотен миллионов лет назад и образовался новый океан, то величина теплового потока через поверхность этого океана должна иметь тот же порядок, что и на континентах. Это обусловлено тем, что к тепловому потоку через океан добавляется тепло, выделяющееся при охлаждении мантии в начальной, неустановившейся стадии этого процесса, тогда как бóльшая часть тепла, образующегося в мантии под континентами в их новом положении, идет на разогревание самой мантии и, таким образом, не участвует в тепловом потоке через поверхность.

Геотермическая модель для горизонтального движения плит. Некоторые перспективные современные модели, объясняющие природу движущих сил в тектонике плит, включают соображения о гравитационной неустойчивости литосферы [4—6, 14]. Эти соображения близки к более ранним идеям Ван Беммелена [20]. Во всех этих моделях область, отделяющая литосферу от глубоких частей мантии, — это зона низких скоростей, астеносфера. Вслед за Прессом [14] мы принимаем, что средняя мощность океанической литосферы составляет 80 км, а континентальной литосферы — 160 км. Если предположить, что в зоне низких скоростей начинается плавление мантии, то из этого следует, что в настоящее время температура в верхней мантии под океанами должна быть выше, чем под континентами, так как кривая плавления перидотита (или другого вероятного мантийного материала) имеет положительный наклон на диаграмме зависимости температуры от давления (фиг. 1). Указывалось [4], что наклон 1:3000 для верхней границы астеносферы (т. е. солидуса мантийного материала) был бы достаточен для начала континентального дрейфа. Принимая, что среднее расстояние от середины континента до ближайшего срединно-океанического хребта равно 8000 км, находим, что наклон верхней границы астеносферы от океанов к континентам составляет 1:100. Предположим, что наклон 1:100 (т. е. в 30 раз превышающий минимальную величину, рассчитанную Хейлсом) достаточен для того, чтобы гравитационная неустойчивость заставила литосферу двигаться. Рассмотрим теперь геотермическую модель, объясняющую причины такой гравитационной неустойчивости.

Мы видели, что годовой континентальный тепловой поток, равный 40 кал/см^2, почти целиком состоит из тепла, выделяющегося в самой коре; это означает, что тепло, производимое в подстилающей мантии, идет почти исключительно на нагревание мантии. Большинство оценок количества тепла, выделяющегося в мантии, колеблется между половиной и четвертью полного теплового потока. Приняв величину 20 кал/см^2·год, мы можем рассчитать, что столб мантии высотой 200 км под континентальной корой будет нагреваться примерно на 165° С за 100 млн. лет [1]. Океаническая кора, напротив, не может произвести такого количества тепла, чтобы годовой тепловой поток составил около 40 кал/см^2, и, по нашей оценке, приблизительно 20 кал/см^2·год представляют собой вклад неустановившегося процесса охлаждения под океаном. Соответственно 200-километровый столб океанической мантии будет, согласно аналогичному расчету, охлаждаться примерно на 165° С за 100 млн. лет.

Если в какой-то период времени верхняя граница астеносферы окажется наклоненной от океана к континентам, как это имеет место в настоящее время, то нагревание мантии под континентами и охлаждение под океанами должны привести к тому, что изотермы будут подниматься под континентами и опу-

[1] Эта величина вычисляется следующим образом: принимая, что удельная теплоемкость перидотита составляет 0,6 кал/см^3, получаем, что для нагревания 200-километрового столба перидотита с поперечным сечением 1 см^2 на 1 °С потребуется $120 \cdot 10^5$ кал. Если среднегодовая скорость охлаждения под океанами или скорость нагревания под континентами имеет величину 20 кал/см^2·год, то скорость охлаждения или нагревания 200-километрового столба будет около 165 °С за 100 млн. лет.

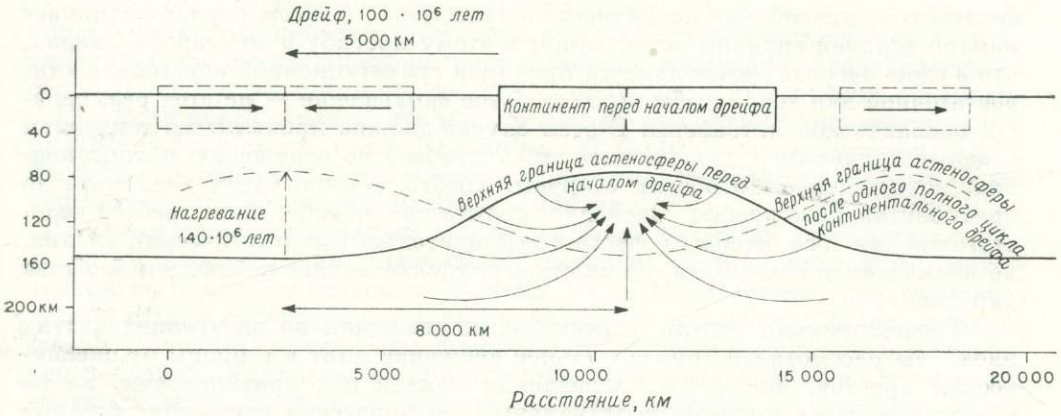


Фиг. 1. Вычисленное положение континентальной и океанической геотерм, пересекающих предполагаемую кривую мантийного солидуса (зоны низких скоростей) на глубинах 160 и 80 км соответственно.

Если бо́льшая часть движения континентальных литосферных плит произошла перед средним эоценом, то геотермы расходились в то время, вероятно, еще сильнее.

скаться под океанами. Наклон верхней границы астеносферы будет уменьшаться и в конце концов изменит знак. Когда наклон поверхности солидуса мантии от континента к океану достигнет величины 1:100, начнется новый цикл континентального дрейфа и континенты снова будут раскалываться на части. Из сказанного можно сделать вывод, что горизонтальные движения плит обусловлены в первую очередь распределением источников тепла в коре и особенно различием в выделении тепла под континентами и океанами. Поскольку главные орогенические процессы в подвижных поясах, имеющих размер континентов, почти определенно связаны с движением плит, ясно, что именно неоднородное распределение радиоактивных элементов в конечном счете вызывает и поддерживает тектоническую подвижность коры.

Если принять, что за один цикл плита перемещается на 5000 км и что ее средняя скорость составляет 5 см/год, то средний период активного континентального дрейфа составит примерно 100 млн. лет. Нагревание под континентами и охлаждение под океанами, достаточные для того, чтобы вызвать инверсию наклона верхней границы астеносферы, займут еще 140 млн. лет после того, как остановится конвективное движение от срединно-океанических хребтов. Последнее число получено на том основании, что разность температур океанической и континентальной мантии на глубине 80 км составляет, очевидно, около 150° (фиг. 1), а предполагаемая скорость нагревания



Фиг. 2. Схематическое изображение одного полного цикла континентального дрейфа.
Нагревание под континентами и охлаждение под океанами происходят в периоды относительного покоя и продолжаются до тех пор, пока накапливающаяся при этом энергия гравитационной неустойчивости не высвободится снова в период дрейфа.

и охлаждения равна 165° С за 100 млн. лет, как показано выше. Поскольку основные движения в последнем периоде континентального дрейфа происходили в эоцене (около 50 млн. лет назад), потребуется еще 90 млн. лет (90 = 140 — 50), чтобы современный наклон верхней границы астеносферы изменился на противоположный. Общая последовательность этих событий схематически показана на фиг. 2.

При таком обобщенном подходе возникает много неопределенностей. Одно очевидное возражение может быть связано с тем, что не учтена скрытая теплота плавления мантийного материала в астеносфере. Можно, однако, показать, что если доля расплава в астеносфере составляет около 1%, то нагревание или охлаждение замедлятся немногим более чем на 1 млн. лет (для смещения верхней границы астеносферы на 80 км). Следовательно, вполне правомерно пренебречь такими уточнениями.

Не упуская из виду все имеющиеся неопределенности, можно все-таки оценить период полного тектонического цикла примерно в 240 млн. лет, включая период активного дрейфа и связанную с ним складчатость во фронтальных частях дрейфующих плит, а также последующий период устойчивости вплоть до начала обратного дрейфа (240 = 100 + 140). Полученная величина кажется реальной в свете данных о периодичности орогенических циклов, полученных при изучении геологического прошлого. Описанные здесь геотермические процессы составляют, возможно, движущий механизм того, что называют «пульсом Земли» [19].

Перед описанием геотермической модели поднятий и опусканий внутри плит следует затронуть один вопрос. Даже если допустить, что континенты могут раскалываться (согласно изложенной выше геотермической модели) и что вдоль этих расколов могут образовываться срединно-океанические хребты, то все же остается неясным, каким образом на тех местах, где раньше, по всей видимости, континентов не было, возникли некоторые океанические хребты. В качестве примера может служить Восточно-Тихоокеанское поднятие. В рамках изложенной здесь модели образование таких хребтов можно представить следующим образом. При скольжении континентальной литосферной пластины вниз по падению зоны низких скоростей мантия у переднего края этой пластины прогибается; при этом должно происходить противоположно направленное движение мантийного материала, восполняющее потерю масс вблизи существующего срединно-океанического хребта (т. е. у заднего края пластины). Такой процесс должен вызвать опускание изотерм перед передней частью движущейся литосферной пластины и, сле-

довательно, прогибание поверхности астеносферы. В этом случае возникает наклон верхней границы астеносферы к этому прогибу и со стороны океана, что в свою очередь может явиться причиной гравитационной неустойчивости, достаточной для того, чтобы вызвать новое скольжение — на этот раз, однако, океанической литосферы. В этом случае должна проявляться тенденция к асимметричному расположению таких хребтов по отношению к континентам, находящимся по обе их стороны; хребты обычно будут возникать до континентального дрейфа. Очевидно, количество океанических хребтов недостаточно для того, чтобы провести представительный статистический анализ, но высказанная здесь идея, по-видимому, удовлетворяет наблюдаемой общей картине.

Геотермическая модель вертикальных движений во внутренних частях плит. Мы рассмотрели горизонтальное движение плит в стороны от океанических хребтов, вызванное нагреванием мантии под континентами, но не обсуждали менее крупные вертикальные тектонические движения, которые наблюдаются внутри плит и также, возможно, вызваны различиями в количестве выделяемого тепла.

Альпийский складчатый пояс в Средиземноморье можно разделить на *прямолинейные части* (Центральные и Восточные Альпы, большая часть динарид, горы Атлас, Бетская Кордильера) и *дугообразные части* (Западные Альпы, Карпаты, горный пояс вокруг Тирренского моря и Эгейская дуга, где направление альпийской системы меняется от преимущественно юго-восточного до восточного). Коснемся сначала особенностей теплового режима в прямолинейных складчатых поясах, а затем перейдем к геотермической модели дугообразных частей складчатого пояса.

Поднятие в прямолинейном складчатом поясе. Если континентальная кора в прямолинейном складчатом поясе в результате сокращения площади становится толще, чем в смежных платформенных областях, то общее количество выделяющегося тепла в столбе под этим складчатым поясом будет больше, чем под смежными стабильными участками с нормальной толщиной коры. Не вдаваясь в количественные выкладки [17], можно сказать, что температура у основания континентальной коры мощностью 40 км примерно на 200° С выше, чем в основании коры мощностью 30 км. Для достижения теплового равновесия требуется время. Радиогенное тепло, выделяющееся в коре, частично идет на нагревание осадочных пород и вызывает метаморфизм их глубоких горизонтов, а частично — на нагревание фундамента и верхней мантии. Если ограничить глубину существенного нагревания мантии величиной 100 км [1], то на достижение теплового равновесия потребуется от 10 до нескольких десятков миллионов лет в зависимости от принятой величины коэффициента температуропроводности мантии. В этот период поднятие обусловлено главным образом тремя следующими факторами:

1) тепловым расширением;
2) фазовыми переходами и анатексисом, сопровождающими глубокий метаморфизм в коре;
3) фазовыми переходами в мантии и поднятием зоны низких скоростей.

По мере развития эрозии и разгрузки колонны к перечисленным факторам добавляется расширение материала при уменьшении сжимающего напряжения. Для простоты расчетов мы произвольно ограничим этот эффект также глубиной 100 км, хотя, конечно, уменьшение сжимающего напряжения существенно сказывается везде под площадью разгрузки.

---

[1] Если продолжительность какого-либо геологического процесса равна 100 млн. лет, то глубина, на которой будет ощущаться тепловая аномалия, будет достигать 200 км. Если же, как в рассматриваемом случае, продолжительность процесса составляет 10 млн. лет (или несколько десятков миллионов лет), то тепловое воздействие ощущается до глубины около 100 км.

Если мы допустим в первом приближении, что кора состоит главным образом из какого-нибудь плагиоклаза промежуточного состава (номера плагиоклазов не имеют значения для больших изменений предполагаемого состава), то нагревание коры на 200° С приведет к увеличению объема на 0,4%. Если предположить, что мантия состоит из оливина, причем примерно на 90% из форстерита, то нагревание на 200° С вызовет расширение на 0,8%. Тепловое расширение, следовательно, эквивалентно вертикальному перемещению на 160 м в коре и на 480 м в мантии.

Вклад фазовых переходов в коре, включая анатексис, подсчитать трудно, но он, вероятно, имеет наибольшее значение. По многочисленным наблюдениям во многих альпийских системах после более ранней, низкотемпературной стадии метаморфизма в условиях высокого давления (фация глаукофановых сланцев) происходил высокотемпературный метаморфизм при низком давлении. Учитывая, что минералогическое преобразование ассоциаций глаукофановых сланцев в химически эквивалентные ассоциации фаций зеленых сланцев сопровождается увеличением объема на 7—11% [2] и что плавление гранитного материала вызывает расширение такого же порядка, можно оценить общий вклад фазовых преобразований в коре как увеличение объема на 5%. При мощности коры 40 км это дает вертикальное поднятие на 2 км.

Фазовые изменения в мантии ограничены, вероятно, в верхнем слое мощностью 60 км частичным преобразованием базальта в эклогит (вблизи основания коры) и переходом гранатового пиролита в пироксеновый пиролит [3]. Дополнительное увеличение объема при нагревании обусловлено поднятием поверхности астеносферы, связанным с началом плавления перидотита. Если учесть, что переход эклогита в базальт происходит только в эклогитовых «карманах» верхней мантии, что гранатовый пиролит переходит в пироксеновый пиролит с незначительным изменением объема и что доля расплава в астеносфере невелика, то можно считать, что все эти факторы дают дополнительное поднятие едва ли больше 500 м.

Таким образом, общее поднятие, обусловленное перечисленными факторами, равно 3 км или немного больше. Если принять, что плотность коры и мантии составляет 2,8 и 3,3 соответственно, то совместное действие эрозии и в некоторых случаях тектонической денудации и компенсирующее изостатическое поднятие должны привести в конечном счете к удалению 17-километровой толщи пород. При уменьшении сжатия в нижних горизонтах за счет этой разгрузки достигается дополнительное поднятие на 400 м, в результате чего эрозия проникает дополнительно на 2,2 км. (Все данные о тепловом расширении и сжимаемости, использованные в приведенных расчетах, можно найти в книге Кларка [1].)

Общий эрозионный срез с линейной горной цепи при первоначальном утолщении коры на 10 км достигает величины около 20 км, поскольку эрозия действует гораздо быстрее, чем тепловое уравновешивание. Вследствие взаимодействия разгрузки и охлаждения нормальное врезание в горной цепи достигает глубины около 20 км в ее центральной части за время, пока устанавливается изостатическое и тепловое равновесие.

Это явление (эрозионный срез больше, чем первоначальное утолщение коры) связано с практически мгновенной — в геологическом масштабе времени — передачей изменений давления, тогда как изменения температуры передаются медленно. Следовательно, поднятие не прекращается в тот момент, когда кора достигает такой же мощности, как окружающие платформенные области, но *продолжается дальше*, потому что в мантии тепловое воздействие, вызванное утолщенной корой, все еще ощущается, даже когда кора возвращается к своей первоначальной «нормальной» мощности.

Поднятие в дугообразном складчатом поясе. Рассмотрим особый случай, когда прямолинейный горный пояс испытывает в каком-то одном месте четко

выраженный изгиб. Ядра таких изгибов, которые мы называем орогеническими узлами, в ряде случаев погрузились до океанических глубин, хотя отдельные площади иногда еще совсем недавно, в миоцене, представляли собой возвышенности. Тирренское море, например, было в свое время источником гравитационного скольжения и источником обломочного материала для окружающих площадей [12]. В настоящее время Тирренское море — это котловина океанического типа глубиной до 3000 м. Бассейн реки По (Паданский) интенсивно погружался начиная с миоцена, и мощность неогеновых отложений достигает там около 5 км. Паннонский бассейн содержит мощные пачки миоценовых и более молодых осадочных пород, а в альпийское время он был возвышенностью. Точно так же район Киклад в Эгейском море до недавнего времени являлся центром поднятия, где происходила эрозия и откуда материал сносился на окружающие площади [10]; сейчас это затопленная горная страна, все еще испытывающая быстрое погружение.

Такие дуги, осложняющие более или менее прямолинейные складчатые пояса, благоприятны для развития более молодых орогенических движений. Необходимо отметить, что сами эти изгибы, возможно, обязаны своим происхождением существующему с более раннего времени тектоническому узлу, который уже был активным в момент развития главной фазы складчатости. В ряде случаев дуги могли возникнуть в результате тангенциальных движений вдоль главных сдвигов во время основной фазы складчатости. Так или иначе орогенические движения в активных тектонических узлах представляют собой в первую очередь вертикальные движения, тогда как в главных складчатых поясах вертикальные движения предваряются крупным горизонтальным перемещением материала в коре.

На вогнутой стороне искривленного складчатого пояса эффект нагревания обоих сегментов дуги будет влиять на соответствующие столбы вещества под ними, и, таким образом, каждый из этих столбов будет усиливать разогревание другого. У выпуклого же края дуги столб нижележащего материала будет менее нагрет, чем столб, располагающийся под прямой частью складчатого пояса, так как то же количество тепла рассеивается здесь на большей площади. В результате этого на вогнутой стороне узла образуется тепловое вздутие, тогда как на выпуклой стороне передовой прогиб будет выражен ярче, чем вдоль прямолинейных отрезков складчатого пояса. Это обусловлено отчасти прямым тепловым воздействием, а отчасти тем, что под грузом осадочных пород происходит интенсивное прогибание в передовой зоне вследствие повсеместного заполнения этой зоны эрозионными и гравитационными оползневыми массами из орогенического узла. В такой обстановке начинается локальное складкообразование, более позднее и менее интенсивное, чем фаза складчатости, которая привела к образованию линейного пояса.

Тектоническая денудация, происходящая путем гравитационного скольжения от центра поднятия к передовому прогибу, обусловливает в некоторых случаях образование складчатой дуги, кривизна которой больше первоначальной кривизны горного пояса. Поскольку разогревание и последующее поднятие, эрозия и тектоническая денудация проявляются в орогеническом узле ярче, чем в прямолинейных отрезках с такой же мощностью коры, то очевидно, что узлы подвергаются эрозии до более глубоких структурных и метаморфических уровней, чем смежные прямолинейные части горной цепи. По этой же причине они и погружаются на большую глубину, чем окружающие площади, потому что большая часть источников радиоактивного тепла здесь оказывается эродированной и верхняя часть мантии и оставшаяся нижняя часть коры охлаждаются сильнее и сжимаются больше. Вместе с тем в более глубоких частях мантийного столба температура в это время либо только еще достигает своего максимума, либо, что также возможно, все еще повышается благодаря низкой теплопроводности горных пород. Поэтому стадия проседания таких орогенических узлов сопровож-

дается внедрением на малую глубину интрузий и сильной вулканической активностью. Как уменьшение давления, так и медленное прохождение «тепловой волны» благоприятны для образования расплавов. В Средиземном море отмечается интенсивная вулканическая деятельность, сопровождающая стадию погружения орогенических узлов, о чем свидетельствуют Везувий, Стромболи и Липарские острова в Тирренском море и вокруг него, множество погребенных гор в наиболее западной части Средиземного моря, Милос и Тира (Санторин) в Эгейском море.

Если эта стадия уже достигнута, погружение может ускориться, так как тепло теряется теперь быстрее не только из-за недостатка радиоактивного корового вещества, но также благодаря быстрому движению восходящих конвективных потоков магмы. Если процесс эрозии и тектонической денудации развивался в орогеническом узле очень активно, то практически вся кора могла быть срезана еще до того, как началось погружение; в таком случае образуется небольшая котловина океанического типа. Этот процесс получил название средиземноморской океанизации [17], и его проявления можно обнаружить в ряде мест вне Средиземноморья. Менард [9] перечислил ряд таких океанических котловин средиземноморского типа и кратко описал их особенности.

Применение геотермической модели к островам Киклады. Острова Киклады расположены в Эгейском море, к северу от Крита. Хотя в последние годы их геологическое строение было изучено достаточно хорошо, очень многие сведения можно почерпнуть пока только из неопубликованных отчетов отдела геохимии лаборатории им. Венинг-Мейнеца в Утрехте. Некоторые данные обобщены в этом разделе и на фиг. 3.

Острова Киклады можно разделить на три группы по преобладающим типам горных пород:

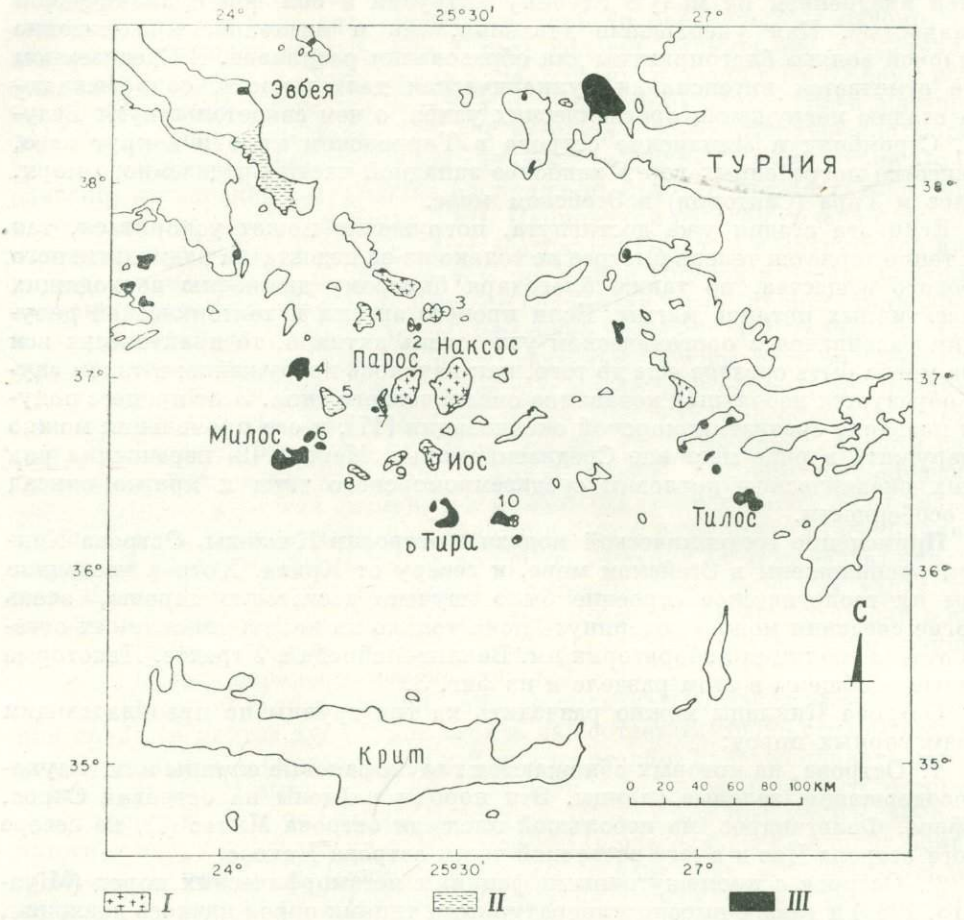
1. Острова, на которых обнажаются глаукофановые сланцы или глаукофансодержащие зеленые сланцы. Эти породы найдены на островах Сирос, Сифнос, Фолегандрос, на небольшой площади острова Милос (?), на севере и юге острова Иос и в юго-восточной части острова Наксос.

2. Острова с промежуточными фациями метаморфических пород (Miyashiro, 1960) и даже с высокотемпературными типами пород низкого давления, ассоциирующимися с гранитными интрузиями и мигматитами. Такие породы встречены на острове Парос, на части острова Андипарос, на островах Миконос, Дилос, на большей части острова Наксос и в центральных районах Иоса.

3. Острова с вулканическими породами третичного и четвертичного возраста и неглубокими субвулканическими интрузиями. Вулканические породы встречены на Милосе, Кимолосе, части Андипароса и на острове Тира (Санторин), а субвулканические интрузии обнаружены на островах Серифос и Анафи.

Некоторые исследователи [23] считают, что метаморфизм этого района имеет альпийский возраст, однако существуют доказательства, что метаморфический фундамент и связанные с ним интрузии имеют доальпийский возраст (за исключением островов Серифос и Анафи). Не вдаваясь в подробное обсуждение (см. более раннюю статью [15]), мы можем сделать следующие выводы:

1. Все метаморфические комплексы Восточного Средиземноморья обнаруживают очень устойчивое меридиональное или северо-северо-восточное —юго-юго-западное направление линейности и осей складок. Это верно для Аттико-Кикладского массива, а в Турции — для Мендересского массива, для комплекса Каз-Даг, для гнейсов к югу от Бурсы и, насколько известно, для Родоп. Меридиональное направление осей складок и линейности образует почти прямой угол с направлением альпийской складчатости в этом районе.



Фиг. 3. Архипелаг Киклады.

Выделены площади высокотемпературного метаморфизма и гранитных пород, площади с глаукофансодержащими породами и площади третичного и четвертичного вулканизма и субвулканической активности. Цифрами обозначены острова, упомянутые в тексте: *1* — Сирос; *2* — Дилос; *3* — Миконос; *4* — Серифос; *5* — Сифнос; *6* — Кимолос; *7* — Андипарос; *8* — Фолегандрос; *9* — Сикинос; *10* — Анафи. *I* — гранитные породы; *II* — глаукофансодержащие породы; *III* — вулканические и субвулканические породы.

2. В некоторых местах кристаллический фундамент несогласно перекрыт неметаморфизованными или слабо метаморфизованными пермскими породами [8, 13]. Местами эти породы содержат хорошо сохранившуюся фауну.

3. До сих пор сделано очень мало определений возраста пород кристаллического фундамента. Для мигматитов центральной части острова Наксос Rb-Sr-метод дал возраст 355 млн. лет для всей породы в целом; этим же методом для очковых гнейсов Мендересского массива был получен возраст 529 млн. лет, а U-Pb-метод для несомненно постметаморфического уранинита из того же массива дал возраст 268 млн. лет.

Слюда из тех же пород имеет, однако, очень небольшой возраст. Ряд определений возраста, выполненных Rb-Sr-методом, дал для биотитов (как из метаморфического комплекса Наксос, так и из интрузии гранодиоритов) возраст 11,9—12,1 млн. лет, тогда как возраст мусковита был определен в 13 млн. лет. Поскольку считается, что слюды, особенно биотит, теряют свой радиогенный стронций при температурах около 300° С, то, по-видимому, породы фундамента либо подверглись молодому альпийскому нагре-

ванию, либо оставались очень глубоко погребенными, начиная с главной стадии герцинского метаморфизма, и только недавно были обнажены в результате быстрой эрозии.

Приведенные данные определенно указывают на доальпийский возраст Аттико-Кикладского массива. Образовавшиеся в условиях высокого давления метаморфические породы (с жадеитом, лавсонитом, глаукофаном и псевдоморфозами кальцита по арагониту или с кианит-силлиманитовыми ассоциациями) указывают, что в какой-то момент своей истории Киклады освободились от вышележащей толщи горных пород мощностью 20—25 км.

Данные по стратиграфии неогена на Крите (Meulenkamp, 1971) представляют большой интерес для разгадки третичной истории южной части Эгейского района. Неогеновые отложения несогласно перекрывают смятый в складки и осложненный надвигами фундамент, сложенный породами от палеозойского до эоценового возраста. Неоген начинается терригенной пачкой мощностью несколько сотен метров. Доказано, что обломочный материал приносился с севера и северо-востока, т. е. из южной части нынешнего Эгейского моря. К северу от Крита глубина этого моря сейчас всюду превышает 1000 м, а местами даже больше 2000 м. На терригенных отложениях залегают тортонские морские осадки; затем осадконакопление в морских условиях продолжалось на Крите почти непрерывно до плиоцена включительно.

Из этих данных явствует, что Крит прошел следующие основные стадии движений после главной альпийской фазы складчатости:

1. Поднятие начиная с эоцена и вплоть до раннего миоцена включительно. К этому времени Крит представлял собой часть гораздо более обширной суши, простиравшейся на север и северо-восток.

2. Погружение в миоцене и плиоцене. В течение этого периода, по крайней мере в начале его, на Крит поступал обломочный материал с находившейся к северу от него суши, которая подвергалась, очевидно, очень интенсивной эрозии, на что указывает мощная терригенная толща конгломератов и песчаников.

3. Новое поднятие с начала плейстоцена; морское осадконакопление прекратилось на Крите в конце третичного времени, и отложения миоцена и плиоцена подняты сейчас над уровнем моря.

Существование южно-эгейской суши к северу от Крита, к которой принадлежали, вероятно, центральные Киклады, показывает, что вертикальные движения на этой площади имели место одновременно с движениями на Крите, но происходили в противоположном направлении. Поднятие и эрозия осуществлялись в течение миоцена и плиоцена, а затем площадь испытала быстрое погружение, в то время как Крит поднялся снова.

Косвенным свидетельством быстрой эрозии в течение миоцена и в последующее время являются результаты радиологических определений возраста слюд. Как указывалось, биотиты с Наксоса имеют возраст (определенный Rb-Sr-методом) только 11,9—12,1 млн. лет, тогда как возраст мусковита несколько больше — 13 млн. лет. Обычно считают, что система биотита становится закрытой для потери радиогенного стронция при температуре около 300° С, а система мусковита закрывается при несколько большей температуре. Следовательно, при охлаждении биотиты проходили изотерму 300° С, вероятно, в позднемиоценовое время. Даже если принять невероятно высокий геотермический градиент — 60°/км, что вдвое превышает среднее мировое значение, это будет означать, что 5-километровое перекрытие было эродировано или перемещено путем тектонической денудации начиная с позднего миоцена. Таким образом, скорость эрозии должна была достигать 4 см за 100 лет в течение последних 12 млн. лет. На Кикладах определенно имели место дифференцированные движения по разрывам, разделяющим блоки, так что эта величина превышает, возможно, среднюю скорость эрозии

на Кикладах, но она дает по меньшей мере указание на резкий рельеф, высокую скорость эрозии и быстрое поднятие. Это поднятие и эрозия сменились затем общим погружением Киклад, которые следует считать в настоящее время затопленной горной областью. Это особенно хорошо видно при геоморфологическом изучении малых островов, где долины спускаются в море без следов прибрежного выравнивания. Высокая положительная аномалия силы тяжести над южной частью Киклад (выше +120 мгал) показывает, что должно произойти еще большее опускание, прежде чем восстановится изостатическое равновесие. Вулканизм на многих островах, столь типичный для стадии проседания орогенических узлов, связан по времени с опусканием.

Таким образом, представляется, что район Киклад — это пример орогенического узла, где поднятие и эрозия, так же как последующее опускание, были, вероятно, менее сильными, чем в Тирренском море, и где развитие происходит в течение более короткого времени и не достигло еще такой зрелой стадии, как в большинстве других альпийских орогенических узлов. В этом районе мы можем исследовать доальпийский фундамент, потому что весь альпийский чехол на новейшем этапе срезан эрозией.

Заключение. Пока континенты и океаны остаются неподвижными, их распределение по поверхности Земли оказывает определенное влияние на возникновение латеральных температурных неоднородностей в подстилающей мантии. С другой стороны, выделение тепла в ядре и мантии приближается, вероятно, к радиальной симметрии, поскольку в ином случае геофизические наблюдения выявили бы более заметные латеральные вариации свойств глубоких частей Земли, чем наблюдаемые в действительности [18]. Следовательно, если мы хотим выяснить местоположение и причины процессов, подобных орогении (включая и поднятие, и опускание), вулканизму или метаморфизму, то должны вначале изучить влияние неоднородного выделения тепла *в коре*. Это противоположно обычному подходу тектонофизиков, которые ищут причины тектонических процессов *в мантии*.

Энергия, необходимая для движения плит, обеспечивается, по-видимому, гравитационной неустойчивостью литосферы. В настоящее время верхняя граница астеносферы наклонена от океанов к континентам. Такая обстановка должна характеризовать конечную стадию периода континентального дрейфа. В течение периода относительной неподвижности континентов разогревание мантии под континентами вызовет изменение этого наклона на обратный. Как только увеличение наклона приведет к тому, что гравитационная неустойчивость станет достаточно большой, континенты начнут раскалываться и наступит новый период крупных движений плит.

Геотермическая модель была использована также для объяснения особенностей орогенических явлений второго порядка (в противоположность орогеническим явлениям первого порядка, связанным с границами плит). Анализ термических условий в зоне изгиба складчатой системы показывает, что в вогнутой части такого изгиба возникает благоприятная обстановка для развития последующего, менее крупного орогенического процесса нодального типа в противоположность главным, более или менее прямолинейным складчатым поясам. Тектонические движения в орогенах нодального типа направлены к выпуклой стороне изгиба. На более поздней стадии развития орогенических узлов — стадии погружения — они становятся впадинами; этот процесс сопровождается вулканической деятельностью, и структура коры приближается к океанической. Эта модель была применена к архипелагу Киклады, где перемена знака вертикальных движений произошла, по-видимому, только недавно. Модель объясняет в общих чертах геологическую историю Крита и Киклад начиная с главной стадии альпийской складчатости, дает удовлетворительное объяснение тому, что южная часть Эгейского моря является узловым районом альпийского складчатого пояса, объясняет распределение миоценовых и плейстоценовых отложений на Кри-

те, а также историю эрозионного процесса на Кикладах в те же периоды и современное опускание этого района. Хотя предложенная геотермическая модель еще не разработана сколько-либо детально, с ее помощью удастся, по-видимому, объяснить также тип, локализацию и возраст проявлений молодого вулканизма, связанного с опусканием.

Орогены нодального типа, описанные в этой статье, можно приравнять к «мезоундациям» Ван Беммелена (см., например, [21]). Несмотря на то что во взглядах автора и Ван Беммелена еще остаются расхождения, Ван Беммелен также приходит к заключению, что «в случае дугообразных горных поясов и островных дуг непосредственную причину развития складчатости следует искать в геодинамических процессах мезотектонического масштаба, происходящих в верхней мантии, находящейся под самими подвижными поясами» [21]. Думается, что фокусирование источников тепла у вогнутой стороны изгиба складчатой системы и рассредоточение их у выпуклой стороны представляют собой адекватный механизм таких геодинамических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Clark S. P.*, Jr., ed., Handbook of physical constants, Geol. Soc. Am. Mem. 97, 587 p., 1966 [см. русский перевод: *Кларк С. П.*, ред., Справочник физических констант горных пород, «Мир», М., 1969].
2. *Ernst W. G.*, Petrogenesis of glaucophane schists, Journ. Petrol., **4**, pp. 1—30, 1963.
3. *Green D. A.*, *Ringwood A. E.*, Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions, Phys. Earth Planet. Int., **3**, pp. 359—371, 1970.
4. *Hales A. L.*, Gravitational sliding and continental drift, Earth Planet. Sci. Lett., **6**, pp. 31—34, 1969.
5. *Jacoby W. R.*, Instability in the upper mantle and global plate movements, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 5671—5680, 1970.
6. *Jacoby W. R.*, Gravitational instability and plate tectonics (см. статью на стр. 39 настоящего сборника).
7. *Lambert I. B.*, *Heier K. S.*, Estimates of the crustal abundances of thorium, uranium and potassium, Chem. Geol., **3**, pp. 233—238, 1968.
8. *Marks P.*, *Schuiling R. D.*, Sur la présence du Permien Supérieur non-métamorphique à Naxos, Prakt. Akad. Athens, **40**, pp. 96—99, 1965.
9. *Menard H. W.*, Transitional types of crust under small ocean basins, Journ. Geophys. Res., **72**, pp. 3061—3073, 1967.
10. *Meulenkamp J. E.*, The Neogene in the southern Aegean area, Botaniska Notiser, Lund. (в печати).
11. *Nieuwenkamp W.*, Energy in orogenesis and metamorphism, Geol. Mijnb., N.S., **18**, pp. 128—130, 1956.
12. *Pannekoek A. J.*, Uplift and subsidence in and around the Western Mediterranean since the Oligocene, A review, Verh. Kon. Ned. Geol. Mijn. Genootschap, **26**, pp. 53—77, 1969.
13. *Papastamatiou I.*, Sur la présence de roches sédimentaires d'âge prétriassique à Mykonos (archipel des Cyclades, Grèce), Comptes Rendus Acad. Sci., **256**, pp. 5167—5169, 1963.
14. *Press F.*, Gravitational instability of the lithosphere (см. статью на стр. 29 настоящего сборника).
15. *Schuiling R. D.*, On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW-Turkey), Bull. M.T.A. Inst., Ankara, **58**, pp. 71—84, 1962.
16. *Schuiling R. D.*, Continental drift and oceanic heat-flow, Nature, **210**, pp. 1027—1028, 1966.
17. *Schuiling R. D.*, A geothermal model of oceanization, Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Genootschap., **26**, pp. 143—148, 1969.
18. *Toksöz M. N.*, *Arkani-Hamed J.*, *Knight C. A.*, Geophysical data and long-wave, heterogeneities of the Earth's mantle, Journ. Geophys. Res., **74**, pp. 3751—3770, 1969.
19. *Umbgrove J. H. P.*, The pulse of the earth, 2nd ed., The Hague, Martinus Nijhoff, 358 p., 1947.
20. *Van Bemmelen R. W.*, The evolution of the Atlantic megaundation, Tectonophysics, **1**, pp. 385—430, 1964.
21. *Van Bemmelen R. W.*, The Alpine loop of the Tethys zone, Tectonophysics, **8**, pp. 107—113, 1969.

22. *Verhoogen J., Turner F. J., Weiss L. E.*, The earth: An introduction to physical geology, New York, Holt, Rinehart and Winston, 748 p., 1970 [см. русский перевод: Ферхуген Дж. и др., Введение в общую геологию, «Мир», М., 1974].
23. *Wunderlich H. G.*, Gravity anomalies, shifting foredeeps, and the role of gravity in nappe transport as shown by the Minoides (Eastern Mediterranean) (см. статью на стр. 273 настоящего сборника).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ, ВЫЗЫВАЕМЫХ СИЛОЙ ТЯЖЕСТИ, ПРИ ПОМОЩИ ЦЕНТРИФУГИ [1]

Х. Рамберг [2]

На преимущества методов, использующих центрифугу при моделировании тектонических деформаций, вызванных и управляемых силой тяжести, автор указывал уже неоднократно, а устройство приборов и свойства используемых материалов описаны им в более ранних работах достаточно подробно [9, 10, 13]. В поле больших объемных сил, действующих на модели в центрифуге, вещества с высокой вязкостью и значительной прочностью теряют жесткость и растекаются под влиянием собственного «веса», в результате чего сильно увеличивается выбор модельных материалов и возможность изучения сложных и разнородных структур. При экспериментах в тектонической лаборатории в Упсале наиболее часто используются следующие материалы: 1) силиконовая, или «отпрыгивающая», замазка, употребляющаяся либо в чистом виде, либо для получения необходимой плотности в смеси с тонким порошком магнетита или вольфрамита (или с ними обоими); 2) грунтовка на специальной пластичной основе; 3) смеси канифоли с этиленфталатом; 4) пластилин, или модельная глина; 5) смеси воска и нефти и 6) растворы марганцевокислого калия ($KMnO_4$).

Теория модели купола. В земной коре часто встречаются напластования с обратным распределением плотности по глубине. Причиной может служить, например, осаждение тяжелого материала на поверхность менее плотных пород или излияние лавы, которая при затвердевании образует более плотную породу, чем подстилающие толщи. В мантии Земли слои низкой плотности могут также образоваться при фазовом переходе от более плотных минералов к менее плотным минеральным ассоциациям (например, эклогит → габбро) или при частичном плавлении, как это происходит в слое низких скоростей в верхней мантии.

Механическая неустойчивость таких структур обусловливает развитие волнистости, которая постепенно превращается в систему куполов, или диа-

[1] Подготовка моделей и лабораторные эксперименты выполнены с помощью нескольких студентов и научных сотрудников. Я хочу принести искреннюю благодарность за ценную помощь О. Стефанссону, которому принадлежит ведущая роль и в конструировании установки, а также Х. Шестрему, Х. Бернеру и Р. Хэллу. Я признателен также госпоже А. Кальюсаар, выполнившей графику к статье, госпоже А. Экстрем, переписавшей рукопись, и А. Вальнеру, сделавшему некоторые фотографии. Финансирование осуществлялось Шведским исследовательским советом по естественным наукам и Шведским бюро технического развития. Наконец, я приношу благодарность проф. Р. Шолтену за то, что он отредактировал рукопись и внес изменения, которые улучшили ее литературные качества.

[2] Отдел минералогии и петрологии, университет в Упсале, Швеция. Геологический и географический факультет, университет штата Коннектикут, Сторс, штат Коннектикут.

пиров, верхняя часть которых растекается в стороны; в конечном счете образуется устойчивое расслоение с нормальным распределением плотности. Эволюция такого типа показана на фиг. 1.

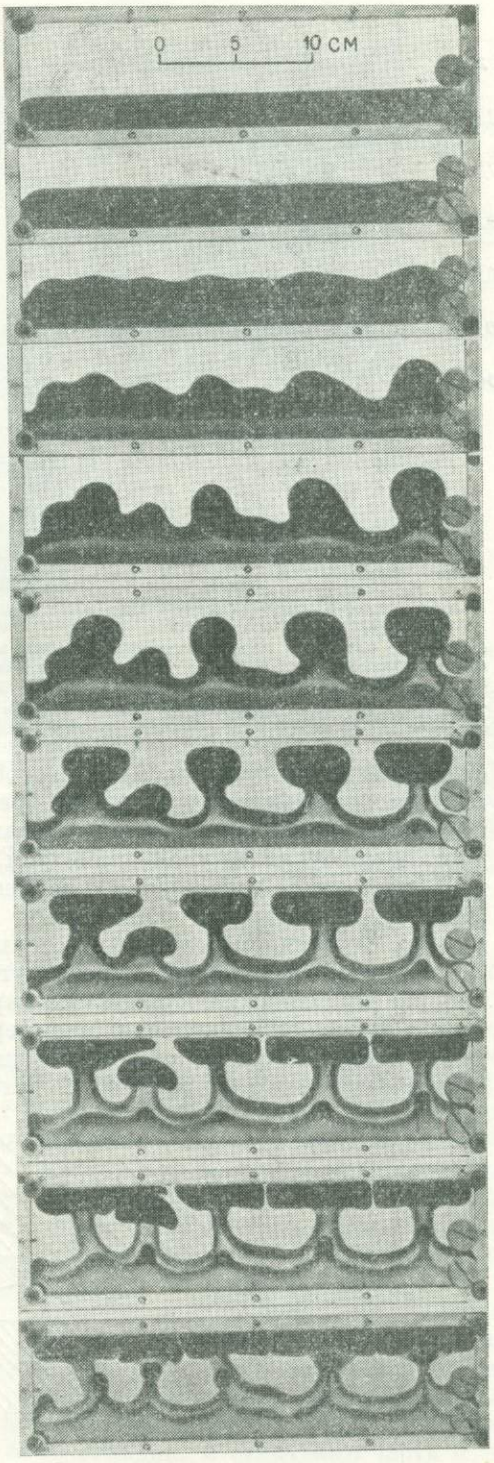
Применение теории гидродинамики к проблеме неустойчивого плотностного расслоения позволяет определить преобладающую длину волны и скорость воздымания купола на ранних стадиях его роста. Основное уравнение этой теории

$$y_i = y_{0i} \exp(\varkappa_1 q_1 t), \qquad (1)$$

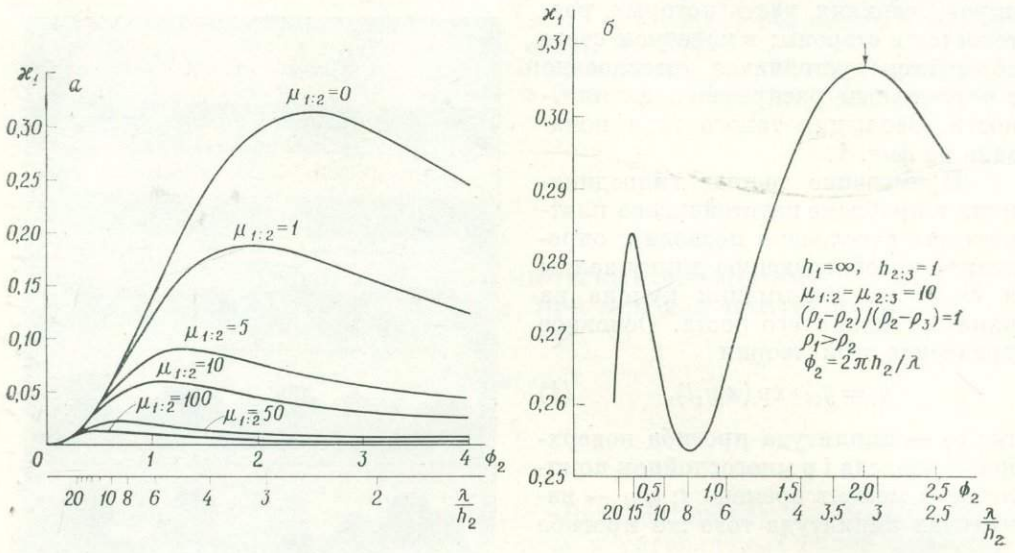
где y_i — амплитуда прогиба поверхности раздела i в многослойном комплексе в момент времени t; y_{0i} — начальная амплитуда того же прогиба в момент $t=0$; $q_1 = \frac{1}{2}(\rho_1 - \rho_2)\, gh_2/\mu_2$, где ρ_1 и ρ_2 — плотности первого и второго (сверху) слоев; g — ускорение силы тяжести; h_2 — мощность второго слоя; μ_2 — вязкость того же слоя. Величина $\varkappa_1$ выражает численно наибольшее собственное значение некоторой матрицы, характеризующей динамику рассматриваемой системы,— так называемой *матрицы связи* (coupling matrix). Эта матрица представляет собой функцию следующих безразмерных параметров системы: 1) отношения вязкостей разных слоев, 2) отношения плотностей, 3) отношения мощностей слоев, 4) отношения мощностей слоев и длин волн прогибов (подробное объяснение см. в работах [11, 12, 13]).

Смысл использования величины $\varkappa_1$ в нашей задаче заключается в том, что эта величина, будучи представлена как функция длины волны, образованной прогибом поверхности раздела, имеет максимум, иногда несколько максимумов. Максимуму $\varkappa_1$ соответствует преобладающая длина волны, которая определяет положение постепенно поднимающихся куполов и протыкающих диапиров.

На фиг. 2 даны примеры функции $\varkappa_1 = (\lambda/h_2)$ для структур, развивающихся в одну (фиг. 2, *а*) или в две (фиг. 2, *б*) системы куполов. Преобладающая длина волны определяет расстояние между куполами. Модели



Фиг. 1. Последовательные стадии развития куполов из нефти под нагрузкой покрывающего слоя тяжелого сиропа.

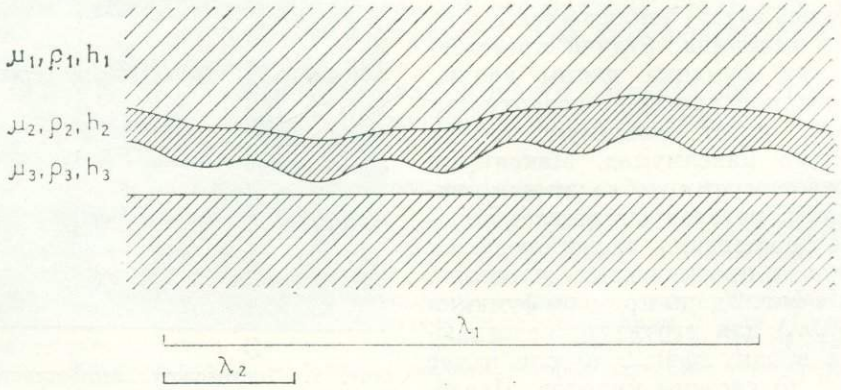


Фиг. 2.

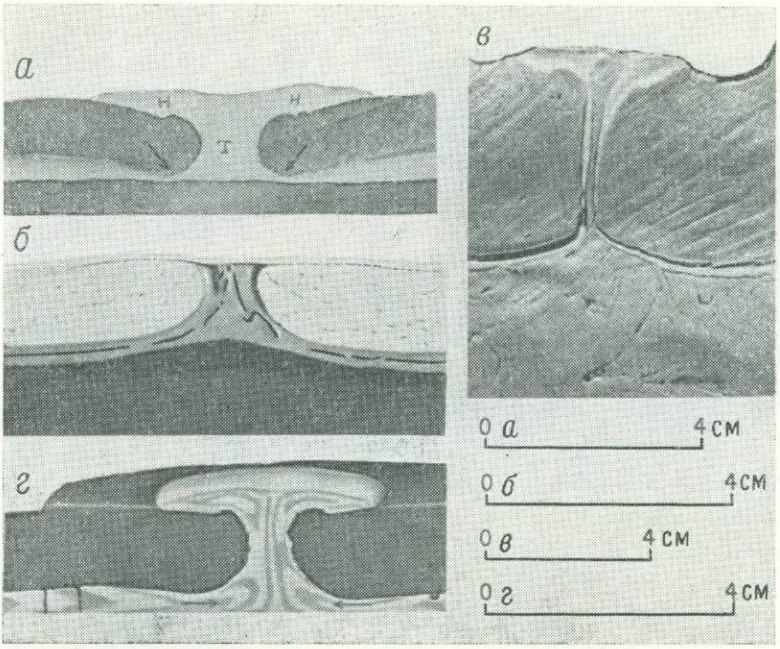
а — зависимость собственного значения $\varkappa_1$ матрицы взаимодействия от величин φ_2 и λ/h_2 для единичного всплывающего слоя под неограниченным перекрывающим полупространством. Величина $\mu_{1:2} = \mu_1/\mu_2$ — отношение вязкостей перекрывающего вещества и всплывающего слоя. Максимумы $\varkappa_1$ соответствуют преобладающей длине волны. *б* — зависимость собственного значения $\varkappa_1$ от ϕ_2 и λ/h_2 для двойного слоя под неограниченным полупространством. Безразмерные параметры: $\mu_{1:2} = \mu_{2:3} = 10$; $h_{2:3} = 1$; $(\rho_1 - \rho_2)/(\rho_2 - \rho_3) = 1$; $\rho_1 - \rho_2 > 0$; $\rho_2 - \rho_3 > 0$; $h_1 = \infty$; основание жесткое. Два максимума $\varkappa_1$ соответствуют двум различным длинам волн для одновременно развивающихся волн или куполов.

с двумя различными максимумами особенно интересны, так как они указывают на возможность одновременного образования «куполов в куполах» в геологических структурах. Другими словами, из теоретических соображений следует, что крупный купол диаметром порядка λ_1 может в действительности представлять собой «гроздь» меньших куполов диаметром порядка λ_2 (фиг. 3). Этот теоретический вывод заслуживает рассмотрения, например, в связи с наличием составных батолитов в орогенических поясах.

Центрифугированные модели куполов. На фиг. 4, *а* показана модель хорошо развившегося купола, имитирующая типичную форму таких структур; в ней имеется краевая (периферическая) синклиналь, ствол и шляпа купола. Другая характерная особенность этой формы — вспучивание субстрата — почти не различима в модели, показанной на фиг. 4, *а*. Однако эту



Фиг. 3. Часть неустойчивой слоистой системы, в которой развиваются две серии волн (см. также фиг. 2, *б*).



Фиг. 4.

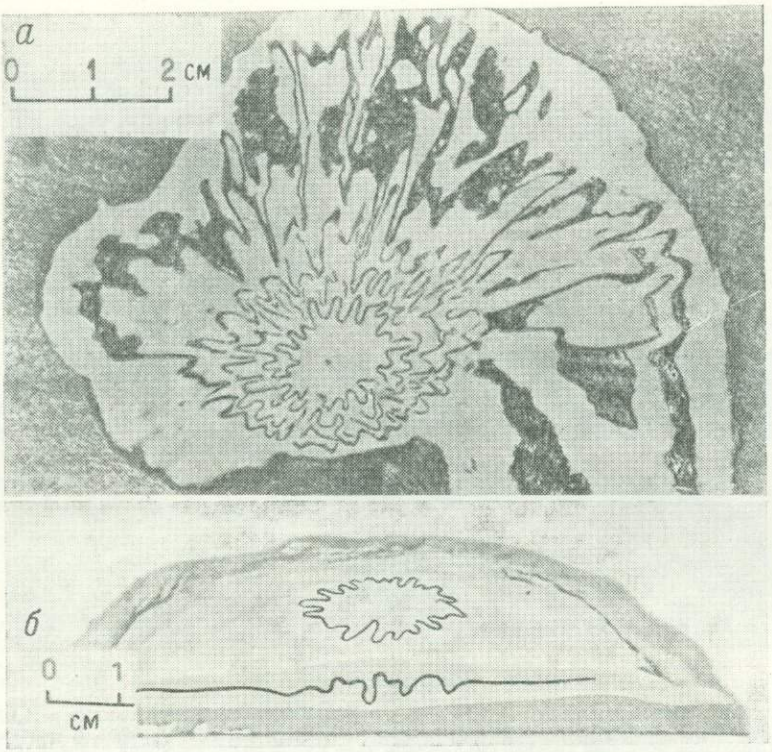
а — купол из силиконовой замазки ($\rho = 1{,}14$ г/см³), протыкающий слой грунтовки ($\rho = 1{,}87$ г/см³) при центрифугировании. В начале опыта слои были горизонтальными и непрерывными. *Н* — шляпа купола, *Т* — ствол. Стрелками показана краевая синклиналь. *б* — купол из силиконовой замазки (светло-серый, с тонким темным прослоем, разбитым на будины) поднимается через покрывающий слой грунтовки. Субстрат (черный) состоит из тяжелой силиконовой замазки, смешанной с магнетитовым порошком. Под куполом видно вздутие субстрата. В начале опыта слои были горизонтальными. *в* — слой легкой силиконовой замазки, поднявшийся через покрывающий слой грунтовки, растекается по его поверхности, засасывая тяжелый субстрат почти до самого верха. *г* — модель, показывающая направление течения в питающем слое и в куполе. Первоначально ровный толстый горизонтальный питающий слой состоял из чередующихся полос темного и светлого силикона, квадратных в поперечном сечении, как это показано двумя вертикальными линиями в левой части фотоснимка. Положение этих полос в данный момент указывает на характер происходящего движения. Видно, что под краевой синклиналью в питающем слое происходит горизонтальное течение.

особенность хорошо видно в модели на фиг. 4, *б*. Исключительно четко она проявилась в модели, показанной на фиг. 4, *в*.

Краевая синклиналь образуется из-за центростремительного течения материала всплывающего слоя к середине купола. Это течение вызвано градиентом давлений во всплывающем, или «питающем», слое, причем давление постепенно повышается в стороны от купола. Следовательно, низкое давление в питающем слое непосредственно возле купола обусловливает максимальное погружение перекрывающего слоя вокруг контакта. В противоположность широко распространенному мнению материал, поднимающийся в стволе купола, поступает не только из-под краевой синклинали, но и из более обширной области, причем под наиболее прогнутым участком проходит горизонтальное течение (фиг. 4, *г*).

Тонкие прослои компетентного материала, помещенные во всплывающий силиконовый слой, деформируются таким образом, что по ним можно установить геометрию течения. В процессе поднятия купола возникают складки продольного изгиба, оси которых расходятся радиально от центра воздымания. Иногда смятые в складки прослои разорваны трещинами растяжения, ориентированными перпендикулярно осям складок, и отдельные части прослоев разъединены, как при будинаже.

Такое развитие заключенных в текучем материале компетентных прослоев соответствует распределению деформаций при течении в питающем слое к центру воздымания. Купол — это выражение динамического равновесия



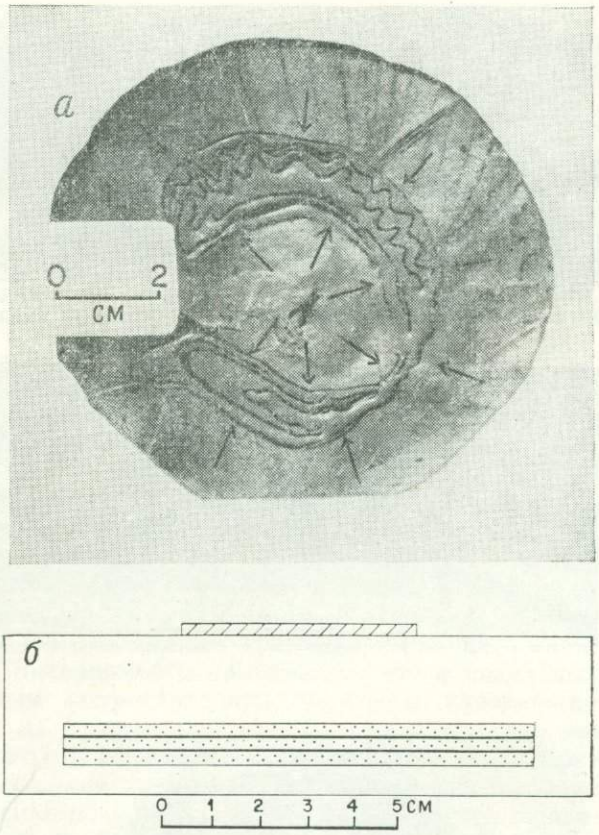
Фиг. 5.

а — горизонтальный разрез через корневую зону силиконового купола и его питающий слой, содержащий четыре тонких компетентных прослоя пластилина, сильно смятых в складки под действием течения, сходящегося к центру купола. Оси складок субгоризонтальны в питающем слое на некотором расстоянии от купола и почти вертикальны в центре купола. *б* — блок-диаграмма питающего слоя и купола со смятым в складки прослоем пластилина. Перекрывающий слой удален, а купол разрезан близко к его корневой зоне.

проседания в центре воздымающегося потока, а центростремительное движение происходит в виде конвергентного течения к очагу этого проседания. Деформация сжатия, перпендикулярная направлению, вдоль которого модельный материал (или горная порода) оказывается несжимаемым, приводит к образованию так называемых *А*-тектонитов, в которых оси складок и удлинение параллельны «направлению движения» (фиг. 5, *а*). В стволе купола течение существенно вертикально и линии течения параллельны. В этой части структуры оси складок в дислоцированных прослоях оказываются крутыми, до вертикальных. Примеры показаны на фиг. 5, *б*.

На фиг. 6 изображена деформация компетентных прослоев при сходящемся и расходящемся течениях в горных породах. На фиг. 6, *а* показан горизонтальный разрез через кольцевой «хребет», поднявшийся параллельно цилиндрическим стенкам модели. Возникновение таких структур связано частично с краевым эффектом, описанным ниже, а частично с присутствием тяжелой круговой пластины на перекрывающем слое (фиг. 6, *б*). В этой модели два тонких прослоя пластилина заключены во всплывающий слой силикона. В данный момент эти слои смяты в складки во внешней части хребта, но растянуты и разбиты на будины во внутренней части. Причина такого различного поведения заключается в том, что во время поднятия хребта материал во внешней части был вовлечен в сходящееся течение, а во внутренней части хребта — в расходящееся течение (стрелки на фиг. 6, *а*).

В области «шляпы» купола, появляющейся тогда, когда купол вырастает почти до поверхности или же выходит на поверхность, течение снова



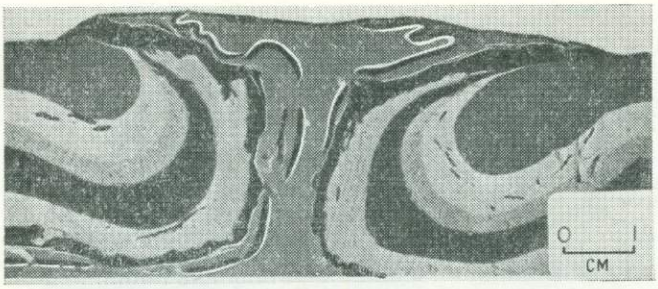
Фиг. 6.

а — горизонтальный разрез модели, содержащей кольцевой вал, или антиклиналь, из всплывающего силикона, в который включены два компетентных прослоя пластилина. Видны складки продольного изгиба и структуры будинажа. Стрелками показано направление течения в питающем слое (его вертикальное сечение см. на фиг. 6, *б*). Пояснения в тексте. *б* — поперечное сечение модели, показанной на фиг. 6, *а*, перед центрифугированием. Точки — силиконовая замазка, $\rho = 1{,}14$ г/см³; черное — прослои пластилина; белое — грунтовка, $\rho = 1{,}87$ г/см³; косая штриховка — пластилин, $\rho = 1{,}68$ г/см³.

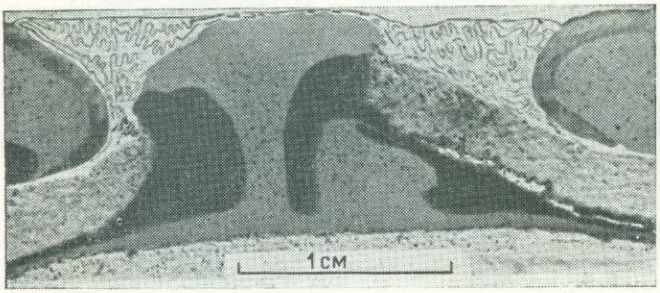
имеет более или менее радиальное, но теперь уже центробежное направление: материал растекается в стороны от центра купола. Линии течения расходятся одна от другой, как это можно увидеть в плане, и это приводит к появлению в компетентных прослоях радиальных трещин растяжения, а складки, образовавшиеся ранее при течении в питающем слое и в стволе купола, по-видимому, распрямляются. Если бы мощность «шляпы», растекающейся по поверхности, была постоянной, то возникли бы благодаря несжимаемости материала радиальные деформации сжатия, параллельные, следовательно, линиям течения. В результате должны были бы образоваться складки продольного изгиба с осями, параллельными окружности. Другими словами, в процессе растекания «шляпы» образовались бы так называемые *B*-тектониты. Однако из-за того, что в действительности по мере удаления от центра мощность шляпы уменьшается (фиг. 4, *а*, *г*), при растекании возникает вертикальная компонента деформации сжатия. Следовательно, сжатие, параллельное радиусу, оказывается меньше, чем в случае, если бы мощность шляпы не уменьшалась в стороны от центра, и, соответственно, ослабляется образование складок с осями, перпендикулярными линиям течения.

Деформация вокруг куполов. Слоистая перекрывающая толща, проседающая в краевой синклинали и растягивающаяся на ранней стадии развития купола (когда он еще не проткнул верхние слои), принимает форму складки, возникновение которой не связано с боковым сжатием. Эта крупная складка образуется исключительно при вертикальных движениях и под действием одних только вертикальных сил (фиг. 7).

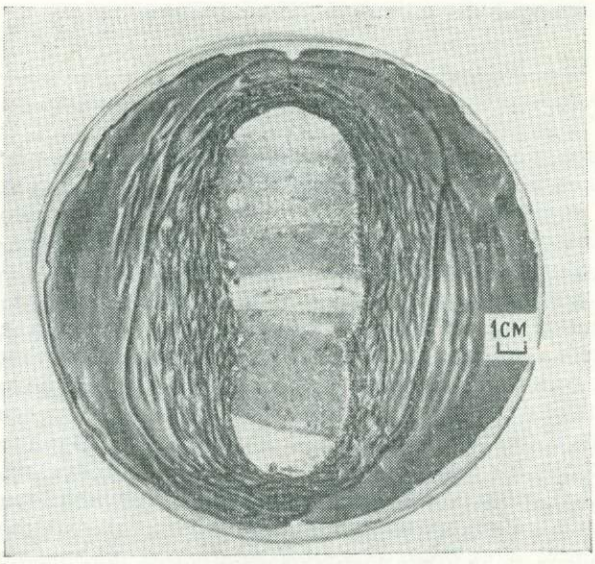
Однако в складках меньшего размера, с меньшей длиной волны и амплитудой, в компетентных прослоях перекрывающей толщи образуются складки настоящего продольного изгиба за счет местного бокового сжатия, вызван-



Фиг. 7. Купол из силиконовой замазки, содержащий смятые в складки и разорванные прослои пластилина, проткнул слоистую перекрывающую толщу грунтовки.
Отчетливо видна краевая синклиналь и обратное расположение пластов.



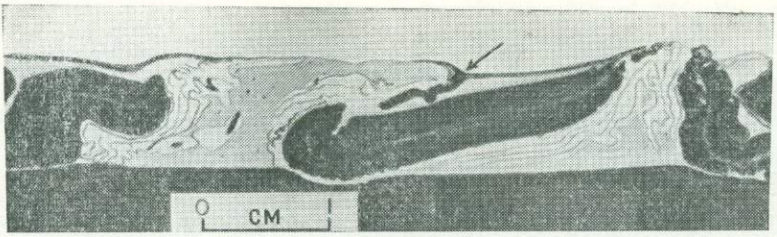
Фиг. 8. Модель, показывающая будины над куполом и складки продольного изгиба в поверхностных пластах, затянутых в краевую синклиналь.



Фиг. 9. Складки продольного изгиба в поверхностном слое пластилина у краев растекающегося купола.

ного соскальзыванием материала в краевую синклиналь (фиг. 8). Такие складки могут возникать также в перекрывающей толще у краев растекающихся частей купола (фиг. 9).

Часто растекание шляпы купола приводит к обратному расположению перекрывающих пластов, в результате чего возникает картина огромной лежачей складки, приблизительно повторяющей форму краевой синклинали, ствола и краевых частей шляпы. Контакт местами спокойный, местами несогласный (фиг. 10). Мощность слоев в верхнем крыле лежачей складки, над шляпой, сильно уменьшена, и местами слои растащены на будины, далеко отстоящие одна от другой (фиг. 8).



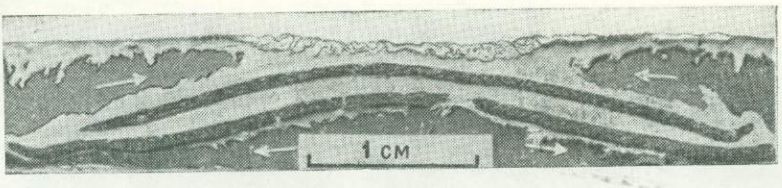
Фиг. 10. Разрез через модель из силиконовой замазки с тонкими прослоями пластилина, всплывшей через перекрывающий слой грунтовки и растекающейся в форме лежачей складки на его поверхности.

В тех случаях, когда наблюдается вздутие субстрата, компетентные слои, залегающие в этом субстрате, также оказываются сжатыми в складки продольного изгиба из-за центростремительного течения материала к вздутию под куполом. Эта текучесть субстрата усиливается активным течением в питающем слое, причем движение передается трением сцепления. Ввиду того что течение в субстрате к центру купольного поднятия является сходящимся, параллельно линиям течения должно происходить растяжение, которое выражается в образовании трещин растяжения (перпендикулярных радиальному течению) в компетентных прослоях, помещенных в некомпетентный субстрат не слишком глубоко под нижней границей питающего слоя.

Начало поднятия купола. Эксперименты показывают, что в модельных материалах с предельно малым сопротивлением текучести невозможно избежать возникновения волн и, следовательно, поднятия куполов, если слои низкой плотности перекрыты более плотными слоями. Это верно даже для материалов с очень высокой эффективной вязкостью, хотя при большой вязкости поднятие волн на плоской поверхности раздела происходит медленно. Думается, что даже если попытаться сделать каждый слой совершенно однородным по плотности, вязкости и толщине, а границы раздела и поверхности в слоистых моделях сделать совершенно параллельными эквипотенциальной поверхности, то и тогда в центрифугированных моделях начнут возникать купола из-за неоднородностей на молекулярном уровне. Если модель изготовлена тщательно, то развитие волн происходит в количественном соответствии с динамической теорией преобладающей длины волны, представленной в уравнении (1). Наилучшая проверка этой теории может быть осуществлена, однако, на моделях из нефти и сиропа без центрифуги, как показано на фиг. 1.

Купола возникают также близ неоднородностей, намеренно включенных в перекрывающий или в питающий слой (неодинаковая мощность, трещины и разрывы, неодинаковая плотность, изначальная волнистость слоя). В круглых моделях наблюдается также граничный эффект, когда купола растут главным образом параллельно окружности.

Погружающиеся тела. При изучении процесса превращения слоистой толщи с неустойчивым распределением плотности в стабильную последовательность слоев, для которой характерно возрастание плотности книзу, наибольшее внимание привлекает явление воздымания куполов и антиклиналей. Примерами могут служить соляные диапиры и валы, в изобилии встречающиеся в районах накопления галита, а также батолиты, антиклинали с гранитным ядром и окаймленные гнейсовые купола, характерные для складчатых поясов. Для несжимаемых материалов объем вещества, опускающегося на место поднятых тел, равен освободившемуся объему. Погружение распределено, однако, на более обширной площади, чем поднятие, поэтому вертикальное смещение погружающегося материала гораздо меньше, чем смещение поднимающегося материала. Тем не менее нисходящие движения также



Фиг. 11. Два слоя тяжелой грунтовки (черное) погружаются в субстрат из силиконовой замазки (темно-серое и светло-серое).

Видно коробление тонких поверхностных прослоев пластилина над погружающимися слоями. Стрелки показывают направление течения.

важны с точки зрения тектоники, иногда даже в большей степени, чем диапировое поднятие. Вероятно, погружение часто не столь заметно, так как полевые геологи иногда упускают его из виду. В то время как батолиты, диапиры, окаймленные купола и т. д. движутся к поверхности, где их легко потом обнаружить, погружающиеся массы обычно становятся недоступными для непосредственного наблюдения.

Рассмотрим модели погружающихся прослоев материала с относительно большой плотностью. Интересная и, возможно, неожиданная особенность таких прослоев заключается в том, что они при погружении в менее плотный субстрат принимают криволинейную форму, причем выпуклая сторона обращена кверху, если только размер прослоев составляет от одной до двух преобладающих длин волн (см. выше). На фиг. 11 показана модель погружающегося прослоя.

Картина течения в субстрате и в перекрывающей толще над погружающимся прослоем представляет интерес для тектонической теории. В субстрате наблюдается расходящееся течение от центра к краям, а в перекрывающей толще течение направлено от краев к центру. Другими словами, два симметричных смежных потока обтекают весь прослой, начинаясь внизу под центром прослоя и заканчиваясь над центром. Это движение вызывает сильное боковое сжатие; в результате образуются складки продольного изгиба в слоях перекрывающей толщи, например такие, как изображены на фиг. 11. В процессе погружения субстрат может в конечном счете проткнуть центральную часть прослоя и течь через него в форме диапира.

Если ширина тяжелого прослоя во много раз больше преобладающей длины волны, характерной для данной системы, то только внешние края изгибаются книзу и субстрат может в нескольких местах прорвать этот прослой и образовать диапиры, расстояние между которыми будет определяться преобладающей длиной волны.

Автору представляется вероятным, что явления такого рода происходят в геосинклиналях. Нет ничего нереального в предположении, что прослои основных вулканических пород, если они имеют достаточно большую мощность (допустим, 5 км или больше) и погребены под толщей геосинклинальных осадков мощностью несколько километров, могут действительно погружаться через гнейсовый или гранитный субстрат. Не могут ли, например, тяжелые массы, которые, по-видимому, находятся ниже Йотунских тектонических покровов в норвежских каледонидах [14] и под зоной Ивреа в Альпах [2, 7], быть остатками мощных поверхностных пластов или громадными силлами основных изверженных пород, которые после затвердевания погрузились через породы геосинклинального субстрата? Если это действительно так, то герцинские массивы и гнейсовое ядро Пеннинских покровов в Альпах и гнейсовые массы и «граниты» Нордланда в скандинавских каледонидах также должны быть более или менее «мобилизованным» (частично расплавленным?) и перекристаллизованным доальпийским и докаледонским фундаментом, внедрившимся внутрь разреза геосинклинальных осадочных отложений и лав и представляющим собой всплывающие блоки, компенсирую-

щие погружение окружающих масс. В настоящее время всплывшие блоки наблюдаются на поверхности, тогда как большая часть тяжелых масс погружена на недоступную глубину.

Возникает вопрос: насколько распространены процессы такого рода на морском дне? Совершенно ясно, что большое количество основной лавы прорывает осадочные породы и изливается на океаническое дно, где переслаивается с осадочными пластами. Существует ли тенденция к протыканию изверженных пород менее плотными нижележащими осадками и, таким образом, к погружению изверженных пород? Что происходит вдоль краев континентов, где сиаль подстилает толщу осадочных пород и лав? Будет ли мощный слой основной лавы, непосредственно лежащий на сиале вдоль края континента, действительно погружаться через породы сиаля, выдавливая их в виде куполов с покровоподобными верхними частями и в виде опрокинутых антиклиналей? Как эксперименты, так и количественные динамические расчеты [13] указывают, что такие возможности необходимо принимать во внимание.

Влияние размеров структур на скорость динамического развития. Геометрически подобные структуры (но, возможно, очень разного размера, как в случае маленьких лабораторных моделей и огромных складчатых поясов) должны развиваться сходным путем, если динамически значащие параметры удовлетворяют определенным условиям. В слоистых системах, состоящих из материалов со свойствами ньютоновских тел (с исчезающе малой прочностью), при горизонтальных напряжениях, не превышающих напряжений, вызванных силой тяжести (или центробежной силой в центрифугированных моделях), два условия динамического подобия имеют простой вид: 1) отношение вязкостей $\mu_1 : \mu_2 : \mu_3$ должно быть одинаковым для всех структур и 2) отношение плотностей $\rho_1 : \rho_2 : \rho_3$ должно быть одинаковым для всех структур.

Если геометрическое подобие уже оговорено, то подразумевается, что для системы характерны одинаковые отношения мощностей, одинаковые отношения длины волны к мощности и одинаковые отношения амплитуды к длине волны, а также, конечно, одинаковое количество слоев и сходные граничные условия в кровле и в подошве сравниваемых структур. Малая скорость тектонической деформации кристаллических пород позволяет нам пренебречь инерционными силами.

Слоистые структуры, удовлетворяющие указанным выше требованиям, имеют идентичные собственные значения $\varkappa_i$ (см. стр. 71) независимо от их геометрического размера, абсолютных значений вязкости и плотности.

Скорость v роста амплитуды антиклиналей в семействе динамически подобных структур можно выразить уравнением

$$v = \varkappa_1 q_1 y, \tag{2}$$

где $\varkappa_1$ — собственное значение матрицы; y — амплитуда поднятия и

$$q_1 \equiv \frac{1}{2} \frac{(\rho_1 - \rho_2) h_2 g}{\mu_2},$$

где ρ_1 — плотность верхнего слоя; ρ_2 — плотность нижнего слоя, h_2 — мощность второго слоя; μ_2 — его вязкость; g — ускорение силы тяжести. Для центрифугированных моделей g заменяется центростремительным ускорением a (которое в наших моделях достигает 4000 g).

Если плотность и вязкость соответствующих слоев одинаковы во всех сравниваемых структурах, то, очевидно, величина v пропорциональна произведению $h_2 y$. Однако если существует геометрическое подобие, то y пропорционально h_2 и, следовательно, $v = kh_2^2$, где k — константа, одинаковая для всех сравниваемых структур. Таким образом, скорость возрастает пропорционально квадрату линейного размера динамически подобных струк-

тур, если материалы, из которых они состоят, имеют одинаковые эффективные вязкости и плотности в разных структурах. В приложении к гравитационной тектонике это означает, что, чем больше структура данного типа — будь то соляной диапир, окаймленный гранито-гнейсовый купол, гравитационный тектонический покров или погружающийся в мантию тяжелый пласт, — тем быстрее она развивается. Для таких материалов, как кристаллические горные породы с их конечной прочностью и высокой эффективной вязкостью, существенно деформироваться под действием силы тяжести могут только те структуры, размер которых больше определенного минимума (величина этого минимума варьирует в зависимости от реологических параметров горных пород, образующих данную систему, и от особенностей ее геометрии). В структурах малого размера прочность и вязкость слишком велики для того, чтобы объемная сила тяжести могла оказать прямое воздействие; она действует только косвенно, создавая поле граничных напряжений вокруг тектонической системы.

Модели складчатых систем. *Теоретический пример.* Сходство между некоторыми типами соляных диапиров, окаймленными гранито-гнейсовыми куполами, батолитами и другими сиалическими плутонами в складчатых поясах и тектоническими покровами пеннинского типа (которые очень похожи на растекающиеся части некоторых видов куполов) наводит на мысль, что орогенический процесс вызывается явлением гравитационной неустойчивости, похожим на то, в результате которого возникают соляные диапиры и окаймленные гранито-гнейсовые купола [10, 18, 19]. Если субстрат хотя бы под какой-то частью геосинклинального блока коры имеет сиалический состав, его плотность оказывается несколько меньше, чем средняя плотность лав и метаморфизованных осадочных пород вышележащей толщи. Например, из опубликованных данных о плотности альпийских метаморфических пород [21] явствует, что толща, состоящая на 90% из сланцев разных типов и на 10% из диабазов и амфиболитов, имеет среднюю плотность 2,77 г/см^3. Гранито-гнейсовый фундамент имеет плотность около 2,67 г/см^3.

Для того чтобы выяснить, достаточна ли такая разность плотностей для возникновения и развития процесса перестройки первоначально неустойчивой слоистой толщи в устойчивую последовательность, необходимо иметь сведения о мощности слоев, об эффективной вязкости горных пород и об их сопротивлении текучести. Хотя мы практически ничего не знаем о пределе текучести горных пород, можно сделать достаточно обоснованные предположения об их вязкости. Если фундамент перекрыт, скажем, 15-километровой толщей осадочных пород, то температура составит 200—300° С, и вполне вероятно «размягчение» твердого гнейса до вязкости $\mu_4 = 10^{20}$ П. Пусть сиалический фундамент имеет мощность 7,5 км ($h_4 = 7{,}5 \cdot 10^5$ см), и пусть он покоится на симатическом субстрате плотностью $\rho_5 = 3{,}1$ г/см^3, вязкостью $\mu_5 = 10^{22}$ П и мощностью $h_5 = \infty$ (неограниченной). Разделим колонку геосинклинальных отложений на две главные части: верхняя часть состоит из неметаморфизованных осадков плотностью $\rho_2 = 2{,}55$ г/см^3, вязкостью $\mu_2 = 10^{17}$ П и мощностью $h_2 = 7{,}5 \cdot 10^5$ см, а нижняя часть — из метаморфизованных осадочных пород и лав плотностью $\rho_3 = 2{,}77$ г/см^3, вязкостью $\mu_3 = 10^{21}$ П и мощностью $7{,}5 \cdot 10^5$ см. Слой 1 на самом верху колонки — это море, которое не принимается нами в расчет из-за незначительной вязкости и малой плотности воды.

Указанные данные приводят к следующим необходимым безразмерным параметрам, с помощью которых можно вычислить собственное значение $\varkappa_1$:

$$\frac{\mu_2}{\mu_3} = 10^{-4}, \quad \frac{\mu_3}{\mu_4} = 10, \quad \frac{\mu_4}{\mu_5} = 10^{-2},$$

$$\frac{(\rho_2 - \rho_3)}{-\rho_2} = \frac{-0{,}22}{-2{,}55} = 0{,}0862745,$$

$$\frac{(\rho_3-\rho_4)}{-\rho_2}=\frac{0{,}1}{-2{,}55}=-0{,}0392157,$$

$$\frac{(\rho_4-\rho_5)}{-\rho_2}=\frac{-0{,}43}{-2{,}55}=0{,}1686275,$$

$$h_2:h_3=1,\quad h_3:h_4=1,\quad h_5=\infty.$$

Преобладающую длину волны можно получить из величины ϕ_2 при максимальном $\varkappa_1$, где $\phi_2=2\pi h_2/\lambda$. Поскольку по фиг. 12 максимальному $\varkappa_1$ соответствует значение $\phi_2=1{,}4$ и отношение $\lambda/h_2=4{,}5$ и поскольку $h_2=7{,}5$ км, то вычисленная преобладающая длина волны составляет 33,7 км. Следовательно, таково должно быть расстояние между антиклиналями или диапирами в мобилизованном сиалическом фундаменте.

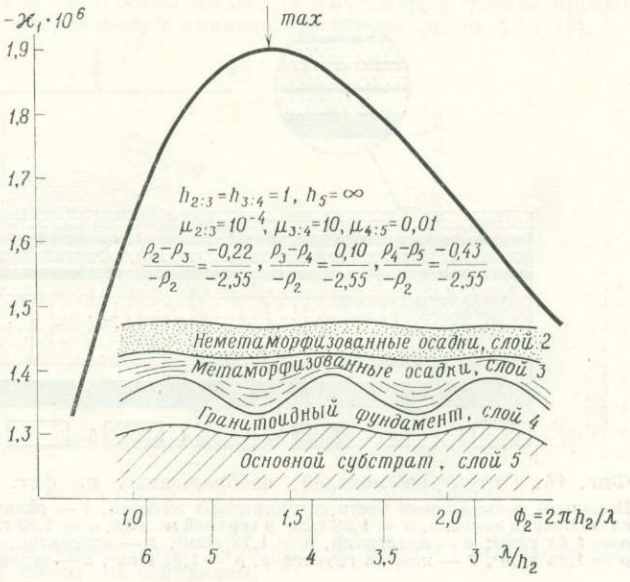
Однако нас особенно интересует скорость воздымания этих протрузий из фундамента. Уравнение (2) дает ответ на этот вопрос, если мы выберем определенный этап поднятия купола с определенной амплитудой y, допустим 3 км, которая меньше 10% от преобладающей длины волны, и используем подходящее значение q_1:

$$q_1=\frac{1}{2}\,\frac{(\rho_1-\rho_2)\,h_2 g}{\mu_2}=\frac{-2{,}55\cdot 7{,}5\cdot 10^5\cdot 981}{2\cdot 10^{17}}=-9{,}3808\cdot 10^{-9}c^{-1}.$$

При $\varkappa_1=-1{,}8996\cdot 10^{-6}$ и $y=3\cdot 10^5$ скорость поднятия составляет $v=\varkappa_1 q_1 y_1=1{,}8996\cdot 10^{-6}\cdot 9{,}3808\cdot 10^{-9}\cdot 3\cdot 10^5$ см/с $=5{,}346\cdot 10^{-9}$ см/с $=0{,}168$ см/год.

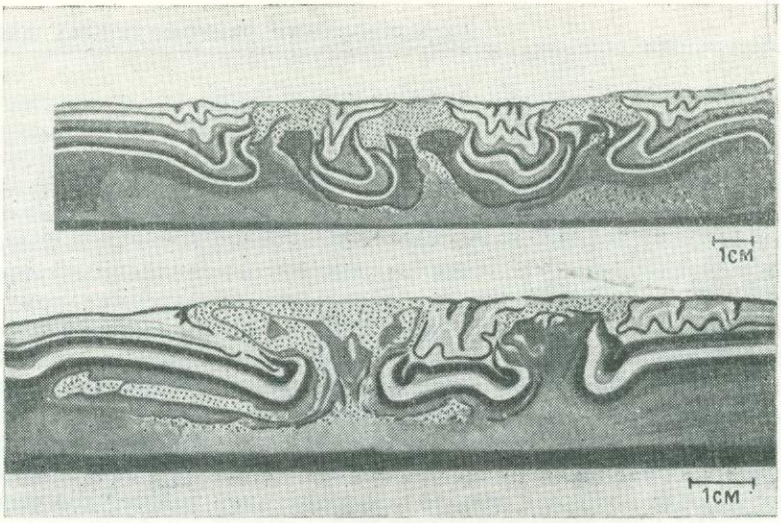
Это воздымание, хотя и очень медленное, достигает за время жизни складчатого пояса, измеряемое величиной порядка 100 млн. лет, нескольких десятков километров. Отсюда мы делаем вывод, что эта модель реальна.

Экспериментальные модели складчатых поясов и батолитов. На фиг. 13—17 представлены специально подобранные модели складчатых зон, полученные в результате центрифугирования, а фиг. 18 дает возможность сравнить их с настоящим орогеном. Соответствующие параметры даны в подрисуночных подписях. Модель, показанная на фиг. 15, была помещена в центрифугу на период времени, продолжительность которого вычислена в соответствии с развитием природной складчатой структуры, которая динамически подобна этой модели. Необходимые данные имеются в более ранней работе автора

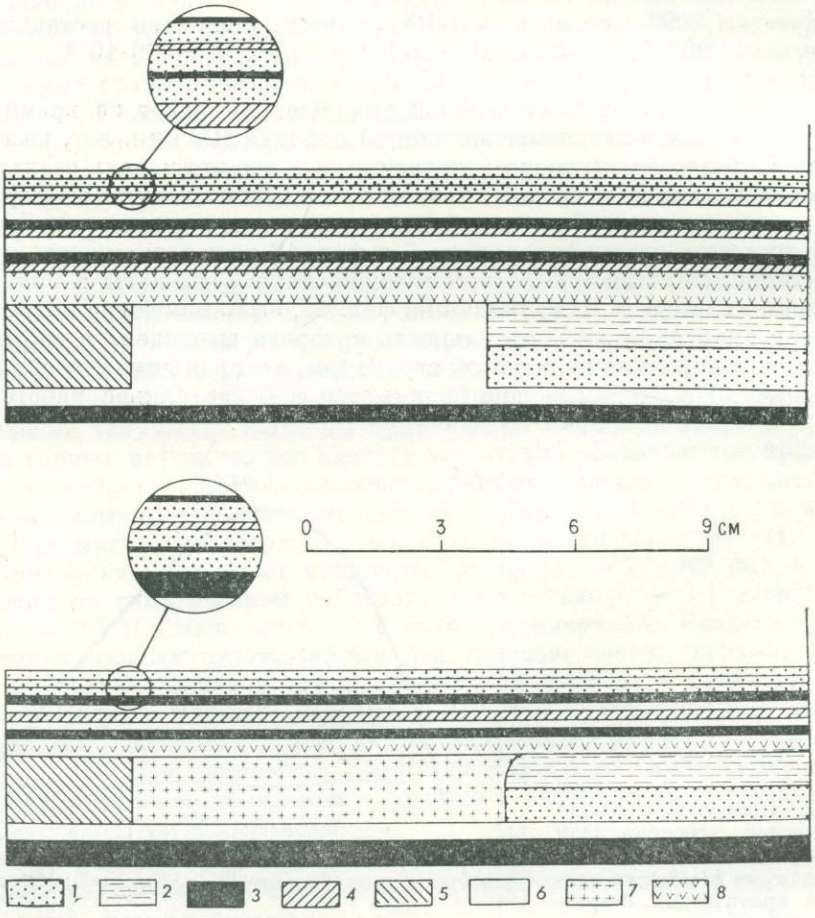


Фиг. 12. Поперечный разрез теоретической геосинклинали и ее фундамента и график функции $\varkappa_1=f(\lambda/h_2)$ со значениями критических безразмерных параметров.

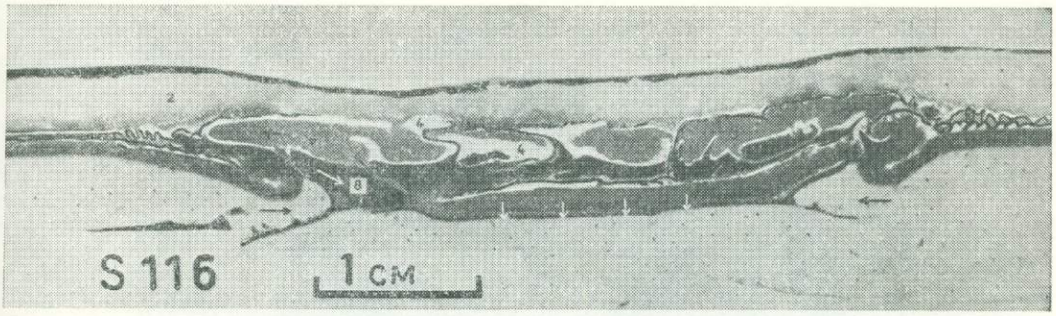
Условные обозначения см. в тексте.



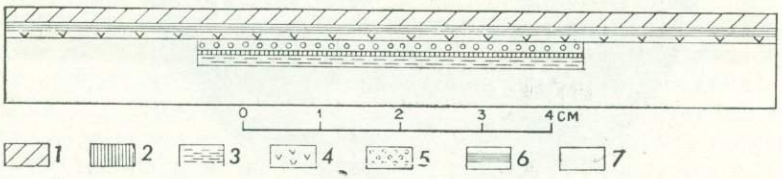
Фиг. 13. Две модели куполов, проткнувших и сильно деформировавших перекрывающую слоистую толщу.
Заметно значительное различие структурных особенностей в обеих моделях.



Фиг. 14. Структура моделей, изображенных на фиг. 13, перед центрифугированием.
Показаны только левые части симметричных моделей. *1* — силиконовая замазка, $\rho = 1{,}14$ г/см³; *2* — силиконовая замазка, $\rho = 1{,}58$ г/см³ в верхней модели, $\rho = 1{,}33$ г/см³ в нижней модели; *3* — пластилин, $\rho = 1{,}68$ г/см³; *4* — пластилин, $\rho = 1{,}78$ г/см³; *5* — пластилин, $\rho = 1{,}71$ г/см³; *6* — серая грунтовка, $\rho = 1{,}85$ г/см³; *7* — желтая грунтовка, $\rho = 1{,}85$ г/см³; *8* — зеленая грунтовка, $\rho = 1{,}85$ г/см³.

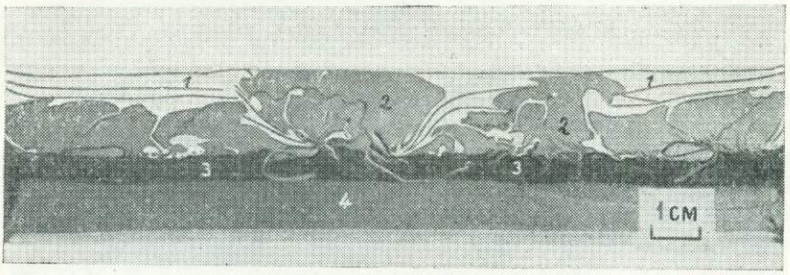


Фиг. 15. Модель складчатой горной системы; первоначальная структура показана на фиг. 16.

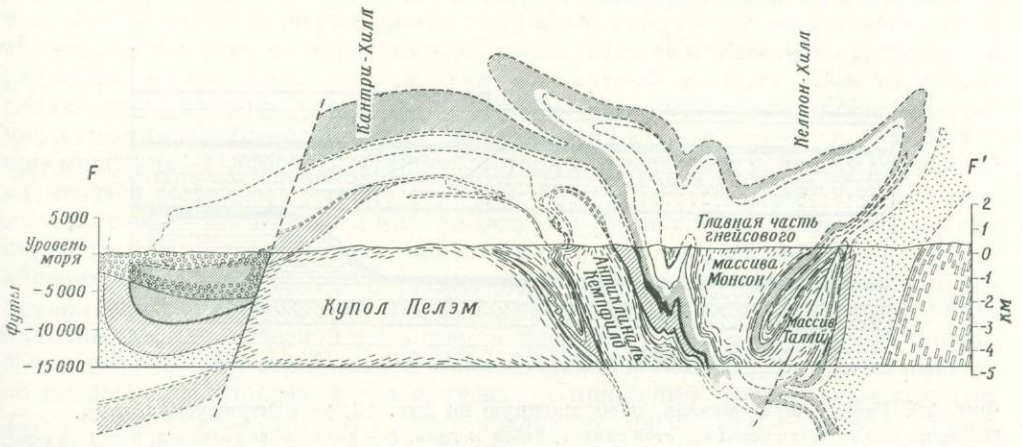


Фиг. 16. Первоначальная структура модели, показанной на фиг. 15.

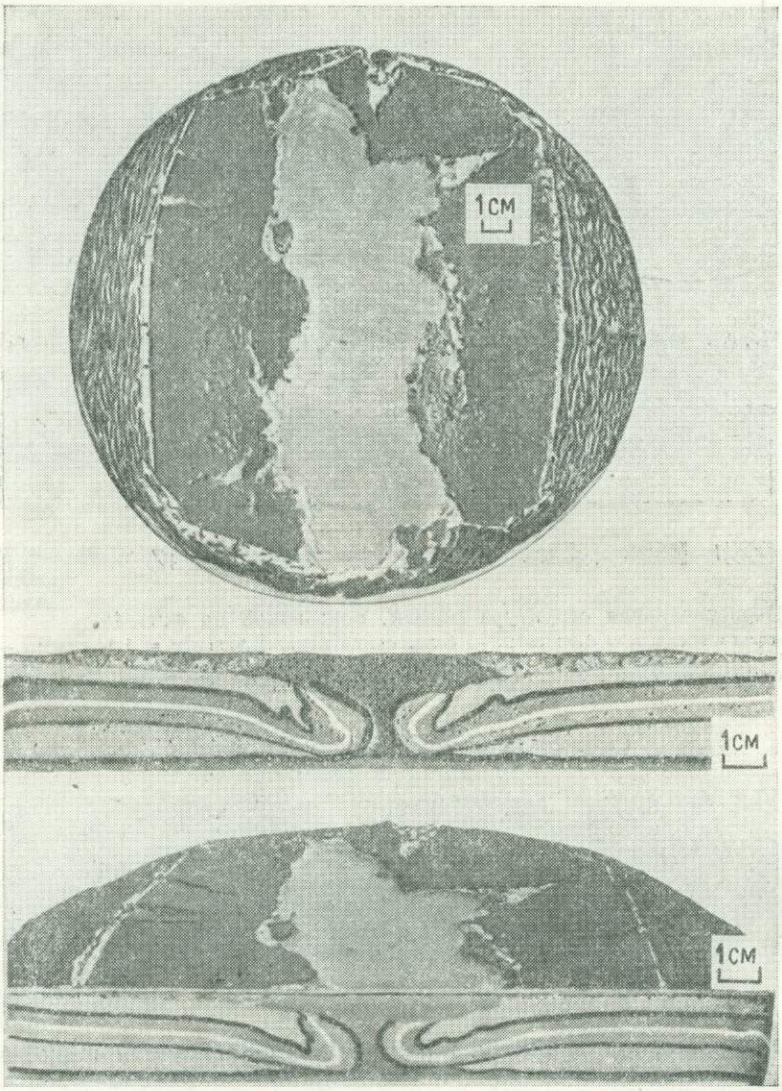
1 — смесь нефти и воска, $\rho = 0{,}9$ г/см³; *2* — белая силиконовая замазка, $\rho = 1{,}14$ г/см³; *3* — серая силиконовая замазка, $\rho = 1{,}25$ г/см³; *4* — грунтовка, $\rho = 1{,}87$ г/см³; *5* — черная силиконовая замазка, $\rho = 1{,}35$ г/см³; *6* — силикон с тонкими прослоями пластилина; *7* — грунтовка, $\rho = 1{,}87$ г/см³.



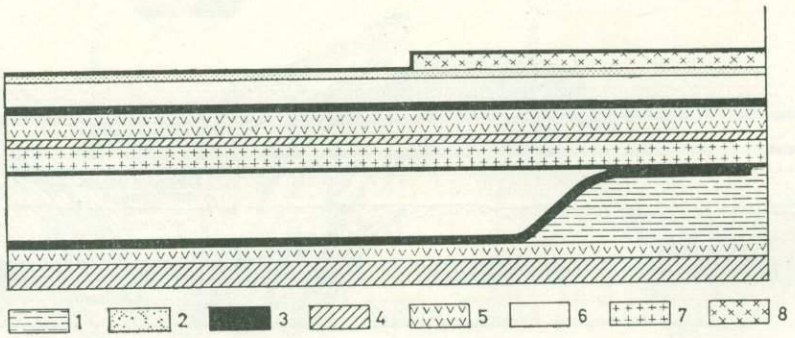
Фиг. 17. Поперечный разрез модели, в которой слой силикона (*2*) с низкой плотностью прорвал перекрывающий слой силикона с большей плотностью (черное, *3*) и поднялся в верхний слой силикона с низкой плотностью (белое, *1*), содержащий тонкие прослои отвердевшего пластилина (ср. с разрезом через аппалачские структуры на фиг. 18).



Фиг. 18. Разрез (с запада на восток) через структуры Аппалачей в штате Массачусетс [22]. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы.

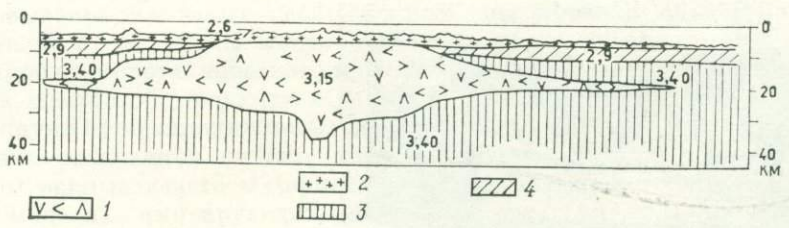


Фиг. 19. План и профили модели, имитирующей разрастание океанического дна (спрединг) и континентальный дрейф (ср. с фиг. 20 и 21).



Фиг. 20. Разрез через модель, изображенную на фиг. 19, до центрифугирования.

Показана только левая половина этой симметричной модели. *1* — силиконовая замазка, $\rho = 1{,}46$ г/см³; *2* — силиконовая замазка, $\rho = 1{,}28$ г/см³; *3* — пластилин, $\rho = 1{,}68$ г/см³, *4* — пластилин, $\rho = 1{,}78$ г/см³; *5* — зеленая грунтовка, $\rho = 1{,}85$ г/см³; *6* — серая грунтовка, $\rho = 1{,}85$ г/см³; *7* — желтая грунтовка, $\rho = 1{,}85$ г/см³; *8* — смесь парафина и нефти.



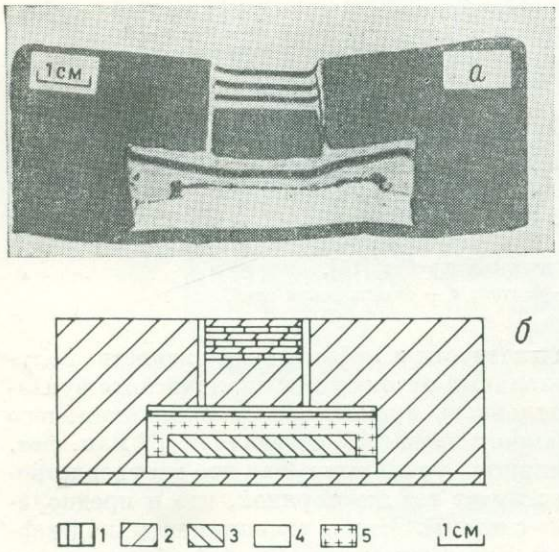
Фиг. 21. Разрез через Срединно-Атлантический хребет [15].
1 — измененная мантия; *2* — фундамент; *3* — мантия; *4* — океанический слой.

([10], табл. 8). На основе данных о плотности и эффективной вязкости, полученных для естественных геосинклинальных отложений и сиалического фундамента, мы нашли, что продолжительность времени от геосинклинального до зрелого орогенного этапа, показанного на фиг.15, составляет 122 млн. лет. Данные для горных пород представляются реальными, так что мы удовлетворены тем, что полученная величина имеет тот же порядок, что и предполагаемое время развития складчатой системы. Наши эксперименты подтверждают правильность представлений Ван Беммелена [17, 18] об орогенном развитии.

Модели континентального дрейфа. Раздвижение континентов и раскрытие океанов имитируется с помощью центрифуги на моделях, в которых диапир, состоящий из материала, плотность которого немного меньше средней плотности мантии, поднимается через мантию и растекается под корой (фиг. 19; см. также фиг. 20, где показана первоначальная структура до центрифугирования и даны соответствующие параметры). Растекание в шляпе диапира, где плотность выше, чем плотность коры, передает растягивающее напряжение на вышележащие участки коры. В зависимости от прочности и эффективной вязкости коры в ней возникают разрывы или она становится тоньше (либо происходят оба процесса), и блоки, или будины, коры расходятся над этим грибовидным растекающимся куполом на значительные расстояния.

Интересно сравнить эту модель с разрезом через Срединно-Атлантический хребет (фиг. 21), построенным Тальвани и др. [16]. «Подушка» из материала низкой плотности вырисовывается под рифтовой зоной в точности так же, как это получается на экспериментальной модели.

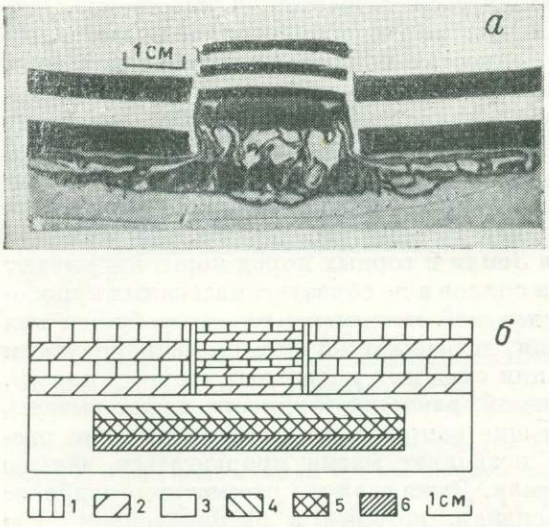
Физическое состояние поднимающегося вещества. Существенно, что наши опыты с моделями (включая множество экспериментов, не представленных в этом кратком очерке) почти полностью исключают возможность того, что поднимающаяся и растекающаяся масса, если ее привести к натуральным размерам, может быть жидкой, как силикатный расплав. Все известные силикатные расплавы должны быть слишком жидкими,чтобы мог образоваться массивный грибообразный купол, возникающий в наших моделях. Всплывающие модельные материалы, вязкость которых относится к вязкости модельной «мантии» и модельной «коры» (порядка 10^6—10^8 П), так же, как вязкость магмы относится к вязкости мантии Земли и горных пород коры, прорывают перекрывающую толщу в виде даек и силлов и не образуют массивных куполообразных тел. Низкая вязкость модельной «магмы», которая требуется для правильного динамического подобия, позволяет ей быстро течь по узким каналам без пластической деформации смежных модельных «горных пород». В конце трещины, заполненной магмой, давление жидкости может вызвать во вмещающих породах растягивающие напряжения, достаточные для распространения этой трещины, что позволяет магме продвигаться дальше и местами достигать поверхности Земли. Даже если мы рассмотрим наиболее вязкий силикатный расплав — обсидиан, который в расплавленном виде



Фиг. 22.

а — модель, изображающая динамику движения жидкой магмы, заключенной в твердые горные породы. Первоначальная структура показана на фиг. 22, *б*. Модельная «магма» просочилась к поверхности по узкой трещине в правой части погрузившегося центрального блока [8]. *б* — первоначальная структура модели, показанной на фиг. 22, *а*. *1* — белый пластилин, $\rho = 1{,}78$ г/см³; *2* — черный пластилин, $\rho = 1{,}68$ г/см³; *3* — раствор $KMnO_4$; *4* — белая грунтовка, $\rho = 1{,}85$ г/см³; *5* — серая грунтовка, $\rho = 1{,}85$ г/см³.

имеет вязкость около 10^6 П при 1400° С и 1 атм, и примем наиболее высокий коэффициент давления, приведенный в сводке Кларка [3], мы едва ли сможем допустить, что вязкость истинного силикатного расплава на глубинах от 20 до 40 км будет больше 10^{12} П. Однако именно на таких глубинах расположена, согласно Тальвани и др. [16], линза растекающегося материала на профиле Срединно-Атлантического хребта. Принимая, что вязкость окружающих горных пород и мантийного вещества составляет примерно 10^{22} П, получаем, что отношение вязкостей расплава и вмещающего материала равно 10^{-10}. Следовательно, динамическое подобие требует такого же соотношения между модельной «магмой» и модельной «корой» и «мантией». Эффективная вязкость жестких компонентов модельных «горных пород» (прослоев модельной глины) и мягких компонентов (грунтовки) имеет порядок 10^8 и 10^6—10^7 П соответственно. Модельная «магма» должна, следовательно, иметь вязкость порядка 10^{-2}—10^{-4} П ($10^{-10} \cdot 10^8$ и $10^{-10} \cdot 10^6$). Иными словами, модельная «магма» должна быть менее вязкой, чем вода.



Фиг. 23.

а — модель, изображающая поднятие кристаллического батолитового тела, окруженного кристаллическими породами. Первоначальная структура показана на фиг. 23, *б*. «Батолит» — слишком вязкий и жесткий для того, чтобы проникнуть по узким ослабленным зонам (по краям центрального блока), поэтому центральный блок оказывается поднятым в виде крыши над воздымающимся «батолитом». Видно отличие от модели движения магмы, показанной на фиг. 22, *а*. *б* – первоначальная структура модели кристаллического батолита, показанной на фиг. 23, *а*. *1* и *2* — то же, что на фиг. 22, *б*; *3* — грунтовка, $\rho = 1{,}85$ г/см³; *4* — силиконовая замазка, $\rho = 1{,}58$ г/см³; *5* — силиконовая замазка, $\rho = 1{,}44$ г/см³; *6* — силиконовая замазка, $\rho = 1{,}26$ г/см³.

Основываясь на таких соображениях, мы провели опыты на целом ряде моделей с тем, чтобы имитировать движение магмы в толще твердых горных пород и кристаллического мантийного материала. Некоторые результаты этих опытов обсуждаются в докладе, сделанном автором в Ливерпуле на симпозиуме по механизму магматических интрузий [8]. Полученные структуры резко отличаются от тех, которые возникали, когда реологические параметры всплывающего материала и перекрывающей толщи были близкими. В моделях, имитирующих движение магмы (фиг. 22), не образуется растекающихся линз, подобных двояковыпуклому телу аномального мантийного материала, которое, как полагают, существует под Срединно-Атлантическим хребтом и рифтом Красного моря. Такая линза действительно образуется в моделях, изображающих поднятие кристаллического батолитового тела в кристаллических вмещающих породах (фиг. 19, 23). С другой стороны, разрывы и опущенные центральные блоки рифтовых долин совместимы с локальным присутствием магмы прямо под этими раздробленными и погруженными блоками (фиг. 22). Это наводит на мысль о том, что в результате понижения давления в поднимающейся пластичной, но кристаллической массе происходит локальное плавление и что расплав проникает по трещинам и поверхностям раздела в виде лавы, в то время как большой гриб кристаллических пород растекается латерально под корой или по крайней мере под самой верхней частью коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Beloussov V. V.*, Modern concept of the structure and development of the Earth's crust and the upper mantle, Geol. Soc. London Quart. Journ., **122**, pp. 293—314, 1966.
2. *Berckhemer H.*, Topographie des «Ivrea-Körpers» abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten, Schweizer. Mineral. Petrol. Mitt., **48**, pp. 234-246, 1968.
3. *Clark S. P.*, Handbook of physical constants, Geol. Soc. Am. Mem. 97, 587 p., 1966 [см. русский перевод: *Кларк С. П.*, ред., Справочник физических констант горных пород, «Мир», М., 1969].
4. *Eskola P.*, The problem of mantled gneiss domes, Geol. Soc. London Quart. Journ., 104, pp. 461—476, 1948.
5. *Gutenberg B.*, The asthenosphere low-velocity layer, Ann. Geofis., 12, pp. 439—452, 1959.
6. *Hubbert M. K.*, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, Geol. Soc. Am. Bull., **48**, pp. 1459—1520, 1937.
7. *Kaminski W., Menzel H.*,Zur Deutung der Schwereanomalie des Ivrea-Körpers, Schweizer. Mineral. Petrol. Mitt., **48**, pp. 255—260, 1968.
8. *Newall G., Rast N.*, eds. Mechanism of igneous intrusion, Geol. Journ. Liverpool, Special Issue, **2**, 261 p., 1970 [см. русский перевод: *Ньюолл Дж., Раст Н.*, ред., Механизм интрузий магмы, «Мир», М., 1972].
9. *Ramberg H.*, Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, **42**, pp. 1—97, 1963.
10. *Ramberg H.*, Gravity, deformation and the Earth's cuuss, London, Acad. Press, 224., 1967. [см. русский перевод: *Рамберг Х.*, Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги, «Мир», М. 1970].
11. *Ramberg H.*, Instability of layered systems in the field of gravity, I, Phys. Earth Planet. Int., **1**, pp. 427—447, 1968a.
12. *Ramberg H.*, Instability of layered systems in the field of gravity, II, Phys. Earth. Planet. Int., **1**, pp. 448—474, 1968b.
13. *Ramberg H.*, Inverted density stratification and diapirism in the Earth, Journ. Geophys. Research, **77**, pp. 877—889, 1972.
14. *Smithson S. B.*, The geological interpretation of the Slidre positive anomaly, Norges Geol. Undersökelse Skr., **228**, pp. 270—283, 1964.
15. *Talwani M., LePichon X., Ewing M.*, Crustal structure of the mid-oceanic ridges, Journ. Geophys. Research, **70**, pp. 341—352, 1965.
16. *Talwani M., Windisch Ch. C., Langseth M. G.*, Reykjanes ridge crest, Journ. Geophys. Research, **76**, pp. 473—517, 1971.
17. *Van Bemmelen R. W.*, Mountain building, The Hague, Martinus Nijhoff, 177 p., 1954. [см. русский перевод: Ван Беммелен Р., Горообразование, ИЛ, М., 1956].
18. *Van Bemmelen R. W.*, On mega-undations, A new model of the Earth's evolution, Tectonophysics, **3**, pp. 83—127, 1966.

19. *Wegmann C. E.*, Über Diapirismus, Bull. Comm. Géol. Finl., 92, pp. 58—76, 1930.
20. *Wegmann C. E.*, Zur Deutung der Migmatite, Geol. Rundschau, 96, pp. 305—350, 1935.
21. *Wenk H. R., Wenk E.*, Physical constants of Alpine rocks, Beitr. Geol. Schweiz. kleinere Mitt., 45, pp. 343—354, 1969.
22. *Zen E-an, White W. S., Hadley J. B., Thompson J. B., Jr.*, eds., Studies of Appalachian geology, New York, Interscience, 475, p., 1968.

НАРАСТАЮЩИЕ ДЕФОРМАЦИИ, ИЗМЕРЯЕМЫЕ ПО СИНТЕКТОНИЧЕСКОМУ РОСТУ КРИСТАЛЛОВ

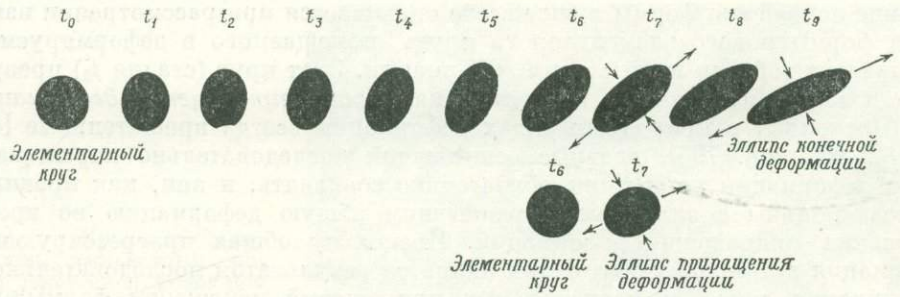
Д. Дерни, Дж. Рамсей[1]

Движения, возникающие в земной коре и в мантии в результате глубинных физических и химических преобразований, вблизи земной поверхности выражаются в виде вертикальных и горизонтальных смещений. Распространение на континентах морских мезозойских и третичных отложений указывает на вертикальные поднятия обширных пространств, а диапировое воздымание интрузивных масс свидетельствует о вертикальных поднятиях небольшого масштаба. Старые представления о дрейфе континентов подкреплены сейчас новыми гипотезами расширения океанического ложа (спрединга), чтобы поддержать первоначальную идею о крупномасштабных горизонтальных перемещениях плитоподобных пластин земной коры, которые медленно сближаются, создавая в узких орогенических зонах сложные вертикальные и горизонтальные смещения. Геотектонические исследования направлены на установление истории движений всех масштабов с тем, чтобы понять, имеют ли место какие-нибудь повторяющиеся закономерности, которые могли бы помочь нам оценить значение этих процессов.

Геолог, занимающийся структурной геологией, может исследовать многие аспекты этой проблемы, поскольку он изучает морфологию структур, создающихся в результате этих движений; в настоящее время эти структуры выходят на дневную поверхность, но многие из них сформировались на значительных глубинах и были вскрыты эрозией позже. В последние годы согласованные усилия исследователей были направлены на измерение в естественно деформированных породах величины внутреннего искажения, вызванного процессами смещения, во-первых, для того, чтобы оценить значение складчатых и разрывных структур, наблюдаемых в этих породах, и, во-вторых, чтобы попытаться измерить имевшие место крупномасштабные изменения формы. До сих пор при этих исследованиях старались оценить величину общей или конечной деформации с использованием методики измерения формы объектов с известными начальными очертаниями, таких, как остатки ископаемых организмов, оолиты и гальки, заключенные в породу до ее деформации.

Для полного представления об эволюции и кинематическом развитии региональных и локальных деформаций нам необходимо получить информацию об истории накопления деформации. Настоящая статья написана с целью показать некоторые новые методы определения ориентировки и величины приращения деформации по главным осям в ходе естественно развивающейся

[1] Имперский колледж, факультет геологии, Лондон.



Фиг. 1. Последовательность прогрессирующей двумерной деформации.

Форма эллипса деформации на различных стадиях показывает общую деформацию за соответствующие периоды ее развития. Эллипс приращения деформации в стадию t_7 дает представление о добавочном искажении между стадиями t_6 и t_7.

деформации, методы, основанные на изучении форм роста кристаллов, синтектонически развивающихся в деформируемой породе. Применение этой методики позволило Дерни [17] представить историю деформации части Гельветских покровов в Альпах; тщательный отбор геометрических данных, характеризующих деформированные породы, дал возможность проследить последовательность деформации покровов центральной Швейцарии. Деформации этой зоны обычно считались результатом скольжения верхних комплексов Альпийской складчатой зоны под действием силы тяжести. Применение новых методов позволило восстановить более полную картину различий в истории деформации на разных уровнях этой серии покровов. Использование новых методов в других складчатых зонах позволяет надеяться на возможность их широкого применения.

Конечная и нарастающая деформация. Деформация — это процесс, при котором точки связной материальной среды испытывают упорядоченные перемещения или изменяют положение по отношению друг к другу; обычно изменяются расстояние между любыми двумя точками и угол между любой парой непараллельных линий. Если в малом элементе тела градиент смещения постоянен или почти постоянен, результатом смещения будет состояние однородной (гомогенной) деформации. Любой первоначально сферический маркирующий объект, заключенный в элементарном объеме деформируемого тела, превращается в эллипсоид, известный как *эллипсоид конечной деформации* [51]. В естественно деформированных породах такие условия часто выдерживаются в пределах обнажения, образца или шлифа. Сейчас существует много методов оценки формы и ориентировки эллипсоида конечной деформации с использованием деформированных очертаний объектов, которые первоначально могли и не быть сферическими (см. обзор у Рамсея [38, стр. 185—254]); применение концепции эллипсоида конечной деформации весьма успешно помогло решению многих проблем деформации горных пород [46, 47, 25, 10].

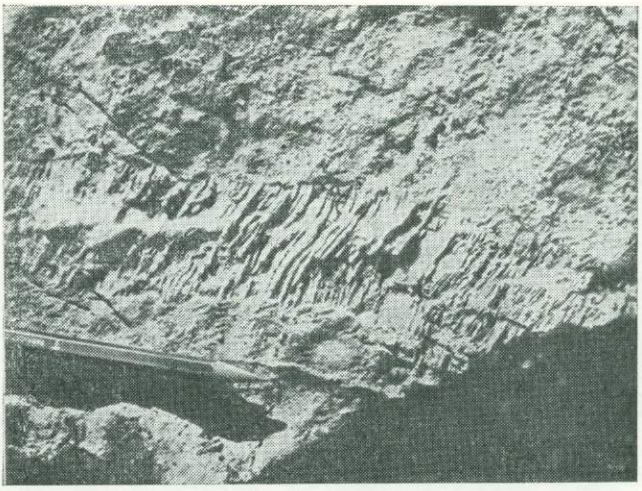
В ходе деформации любой первоначально сферический объект, включенный в породу, испытывает серию последовательных эпизодов изменения формы, и этот процесс последовательной эволюции известен как *нарастающая деформация* [22]. На фиг. 1 показано последовательное нарастание деформации в двумерном изображении в виде серии изменяющихся эллипсов деформации, представляющих собой как бы выборочные «кадры», выхваченные из непрерывного «фильма» через интервалы t_1, t_2, . . ., t_9. По окончании процесса деформации (t_9) общий эффект искажения суммируется формой эллипсоида конечной деформации. Характер развития деформации может быть лучше представлен, если определить величину ее приращения, необходимого для превращения любого эллипса ряда в следующий за ним. При-

ращение искажения формы лучше всего оценивается при рассмотрении изменения формы нового элементарного круга, помещаемого в деформируемый материал на той или иной стадии деформации. Этот круг (стадия t_6) превратится в эллипс (стадия t_7), известный как *эллипс приращения деформации* [39]. Поскольку в природных рядах деформации всегда вращательные [40, стр. 52; 41, стр. 795], главные оси каждой последовательно наращивающейся деформации не должны обязательно совпадать, и они, как правило, не коаксиальны с эллипсом, отражающим общую деформацию во время наложения приращения деформации. Поскольку общая прогрессирующая деформация в природных условиях является результатом последовательного наращивания малых некоаксиальных приращений искажения формы, мы искали методику, которая позволяла бы определять характер последовательных изменений. К сожалению, природа не обеспечивает нас рядом круглых или сферических объектов, последовательно вводимых в постепенно деформирующиеся породы; однако формы и ориентировка складок и разрывов, развивающихся в ходе деформации, иногда сохраняют некоторые свидетельства нарастающих изменений.

Наши исследования морфологии кристаллов, растущих в постепенно приоткрывающихся жилах, показывают, что обычно наблюдающийся волокнистый габитус контролируется постепенным ростом при расширении жил. Это очень характерно для сколов и отрывов в породах, деформация которых происходит в верхних горизонтах земной коры. Во многих случаях эти трещины зияют либо вследствие продолжения деформации, которая привела к их зарождению, либо вследствие более позднего и, возможно, не связанного с образованием трещины приращения деформации. Трещины заполняются кристаллическим материалом, поступающим из вмещающих пород путем растворения или диффузии. Наши исследования показывают, что многие из таких тектонических жил заполняются синхронно с расширением трещины и что не существует реального пространства, наблюдающегося при жеодообразном росте кристаллов. Сохраняющиеся в таких жилах кристаллы обычно имеют удлиненную волокнистую или игольчатую форму, весьма отличающуюся от их нормального габитуса. Длинные оси кристаллов часто криволинейны, иногда очень заметно; по данным наших исследований, такое искривление лучше всего рассматривать как результат изменения направления прогрессирующего раскрытия трещины [38, стр. 90, 248; 54]. Мы показали, что во многих случаях «штриховатость» поверхностей разрывов связана не с бороздами скольжения, вызванными волочением обломков пород между стенками разрыва, а с ростом длинных волокнистых кристаллов в направлении дифференциального смещения по разлому.

В породах, деформированных в природных условиях, наблюдается широкий диапазон мелких структур, в которых можно обнаружить синтектонический рост волокнистых кристаллов. Промежутки между будинами, членниками криноидей или обломками белемнитов [15, 2, 38, 18] очень часто выполнены игольчатыми жильными образованиями. Неоднородное проявление деформаций вокруг наиболее прочных включений, таких, как кубики пирита, остатки ископаемых организмов или обломочный материал, может привести к образованию теней давления возле таких объектов и росту волокнистых минералов в «глазках» этих теней [34, 35, 18]. Ниже будет описана геометрическая форма синтектонических кристаллических волокон, причем наибольшее внимание будет уделено диагностическим признакам каждого типа текстур, позволяющим реконструировать историю приращения деформации. Затем будет изложена методика вычисления величины приращения деформации и результаты использования этой методики для оценки истории развития деформации Гельветских покровов в Швейцарии.

Синтектонические кристаллические волокна в жилах. Для кристаллов, растущих в жилах и трещинах, обычно характерен удлиненный габитус.



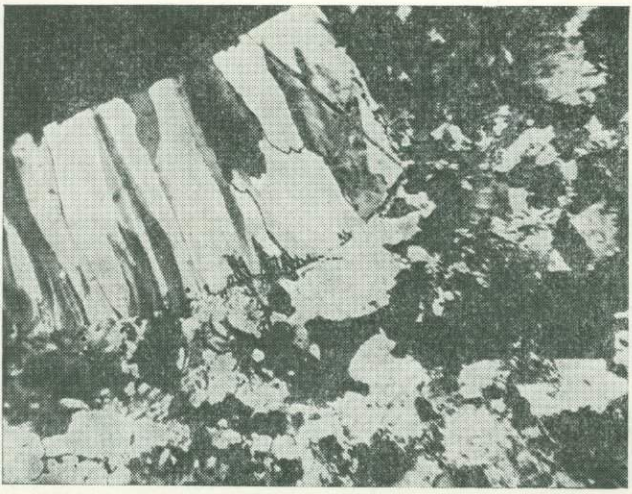
Фиг. 2. Кремнистый известняк, рассеченный жилой, сложенной волокнистыми прорастающими кристаллами кварца и кальцита, Гштеллихорн, кантон Берн, центральная Швейцария.

Возможно, жильное выполнение поступало из вмещающих пород путем диффузии и переноса растворами.

Часто такие жилы не содержат пустот и кристаллические волокна обнаруживают лишь незначительные признаки роста в пустотах или совсем лишены таких признаков. Хотя игольчатые кристаллы нередко имеют явную ориентировку по форме, предпочтительная ориентировка их оптических осей часто весьма слаба или совпадает с ориентировкой оптических осей аналогичных минералов боковых пород, а структуры не всегда согласуются с ростом от стенок внутрь жилы. Во многих случаях волокнистые кристаллы, положение длинных осей которых мы изучали, были заметно искривлены, причем искривление кристаллов на одной стороне жилы являлось зеркальным отражением искривления на другой стороне (фиг. 2, 5, 6, 9, 13, 14). Искривленные кристаллы не казались сильно деформированными, в них было мало или совсем отсутствовали трещины или признаки внутренней деформации, в связи с чем был сделан вывод о том, что они изначально имели искривленную форму. Там, где жила смещает более ранние текстуры породы таким образом, что можно определить общее расширение поперек жилы, волокна обычно соединяют соприкасавшиеся раньше точки на противоположных стенках жилы. Поэтому мы пришли к заключению, что рост волокон контролируется не ориентировкой стенок жилы, а направлением дифференциального смещения поперек жилы. Было установлено много разных типов роста волокон, каждый с характерными геометрическими формами; это, по-видимому, лучше всего объясняется тем, что кристаллы в жиле могут расти по-разному.

Тип 1. Синтаксиальный рост. Этот тип роста характерен для жил, кристаллическое выполнение которых представлено минералами, распространенными и во вмещающих породах (он может наблюдаться, например, в кварцевых жилах в кварцитах или в кальцитовых жилах, секущих известняки), а также для жил, стенки которых имеют мелкие неправильности, контролирующиеся очертаниями слагающих их кристаллов. В этих случаях начальная трещина проходит, по-видимому, вдоль механически ослабленных контактов между зернами исходной породы. Зерна обычно растут перпендикулярно стенкам жилы; нередко жильное выполнение представляет собой нарост на зернах породы, слагающей стенку жилы. Такой нарост имеет одинаковую оптическую ориентировку с зернами исходной породы — отсюда термин *синтаксиальный* (фиг. 3). В этих условиях степень предпочтительной оптической ориентировки волокон у стенок жилы наследуется от материала вмещающей породы.

Если волокна искривлены, они близ стенок жилы перпендикулярны простиранию последних, но постепенно по направлению к центру жилы

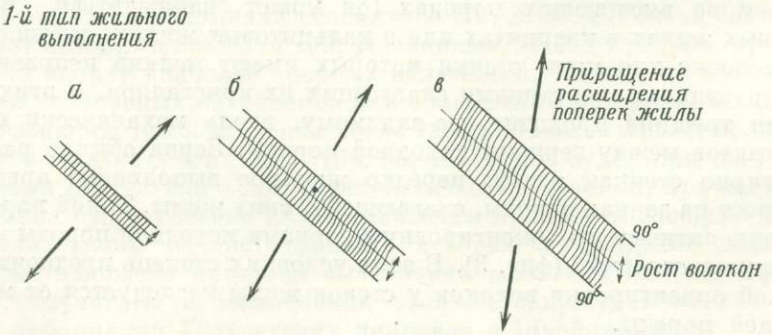


Фиг. 3. Рост кварца в тени давления вокруг эвгедрального пирита в песчанике, Пэрис-Маунтин, Англси, северный Уэльс.

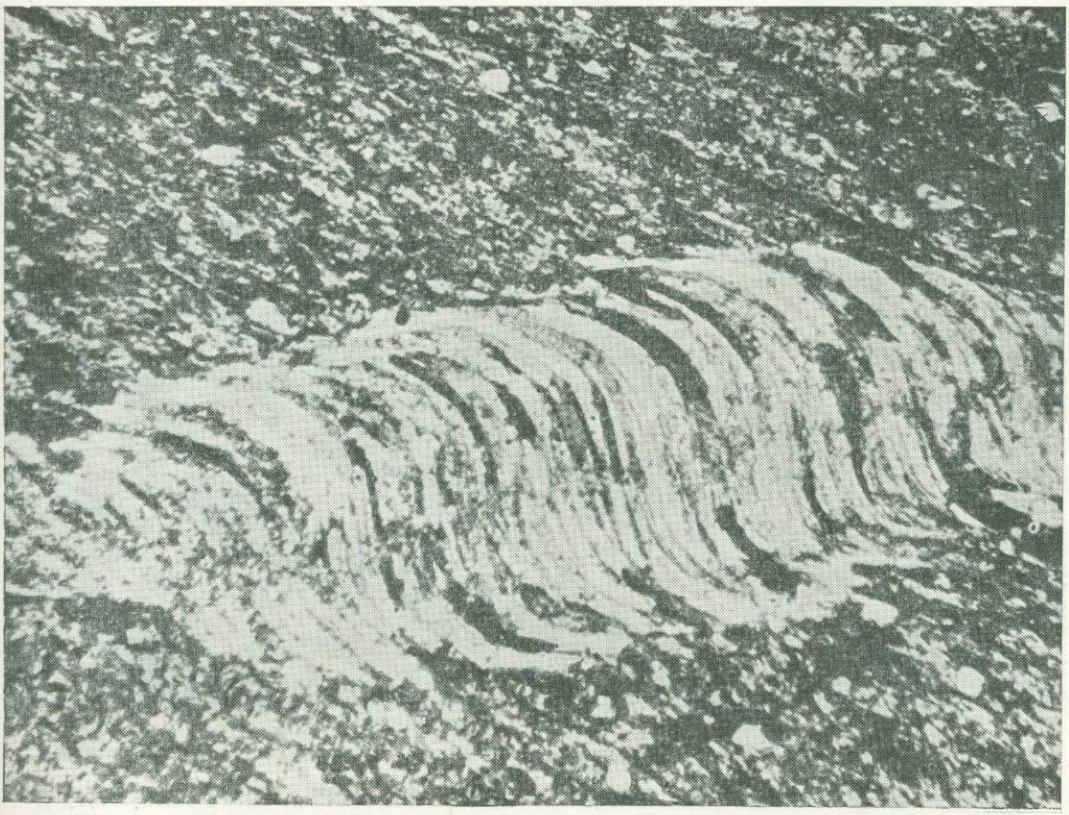
Обратите внимание на синтаксиальное нарастание кварца, имеющего одинаковую оптическую ориентировку с кристаллами основной массы вмещающих пород (антитаксиальное по отношению к пириту).

утрачивают эту перпендикулярность. В центре жилы существует поверхность, маркирующая разрыв оптической непрерывности между кристаллами, растущими с противоположных сторон (фиг. 4). Все перечисленные геометрические особенности соответствуют постепенному росту волокон от края жилы к ее центральной части, как показано схематически на фиг. 4. Кристаллический материал постепенно добавляется к зернам боковых пород в направлении, параллельном направлению приращения одновременно происходящего раскрытия жилы. *Направления самых ранних приращений деформации фиксируются удлинением волокон у стенок жилы, а более поздних — удлинением волокон в центре жилы.*

Тип. 2. Антитаксиальный рост. При этом типе роста волокнистых кристаллов жильное выполнение представлено минералами, не распространенными или отсутствующими в боковых породах, как, например, в случае кальцитовых жил в сланцах. Кристаллические волокна, располагающиеся поперек жилы, оптически непрерывны и, очевидно, растут от ее срединной сутурной линии по направлению к стенкам жилы — отсюда и термин *антитаксиальный*. Срединная сутура — располагающаяся в центре жилы поверхность, маркированная полосой включений, отвечающих по составу вмещающим породам; обычно она характеризуется волнистостью, совпадающей с изгибами стенок жилы. Изогнутые волокна (фиг. 5, 6) симметричны относительно срединной сутуры и почти перпендикулярны ее следу, тогда как по краям жилы волокна располагаются косо по отношению к стенкам (фиг. 7). Все характерные для жил этого типа черты соответствуют прогрессивному



Фиг. 4. Интерпретация искривленных кристаллических волокон в жилах с синтаксиальным ростом кристаллов.



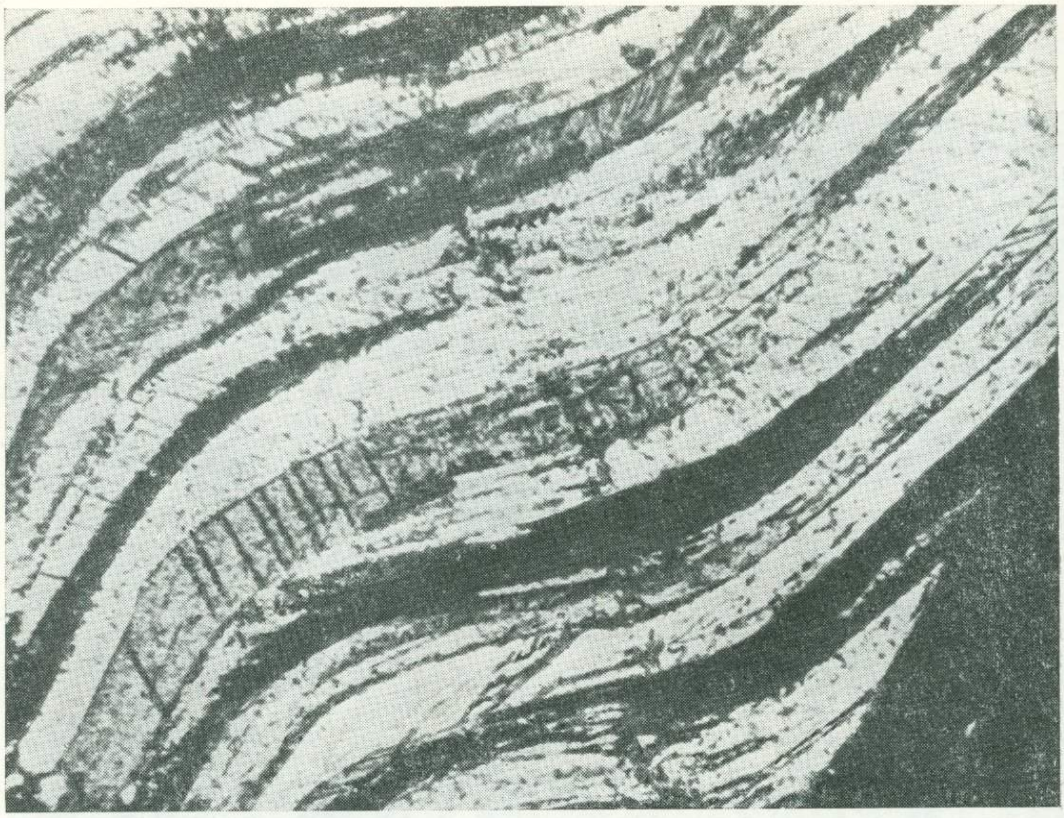
Фиг. 5. Антитаксиальный рост волокон кальцита в жиле, секущей сланцы, третичный флиш, Тур-Сальер, кантон Вале, Швейцария.

Обратите внимание на след срединной сутуры и перпендикулярность к нему кристаллических волокон. Размер поля зрения примерно 4 × 3 мм.

росту волокон у боковых поверхностей жилы, как показано на фиг. 8. *Направления самых ранних приращений деформации фиксируются по ориентировке волокон вблизи центральной срединной поверхности, а более поздних — по ориентировке волокон у стенок жилы.*

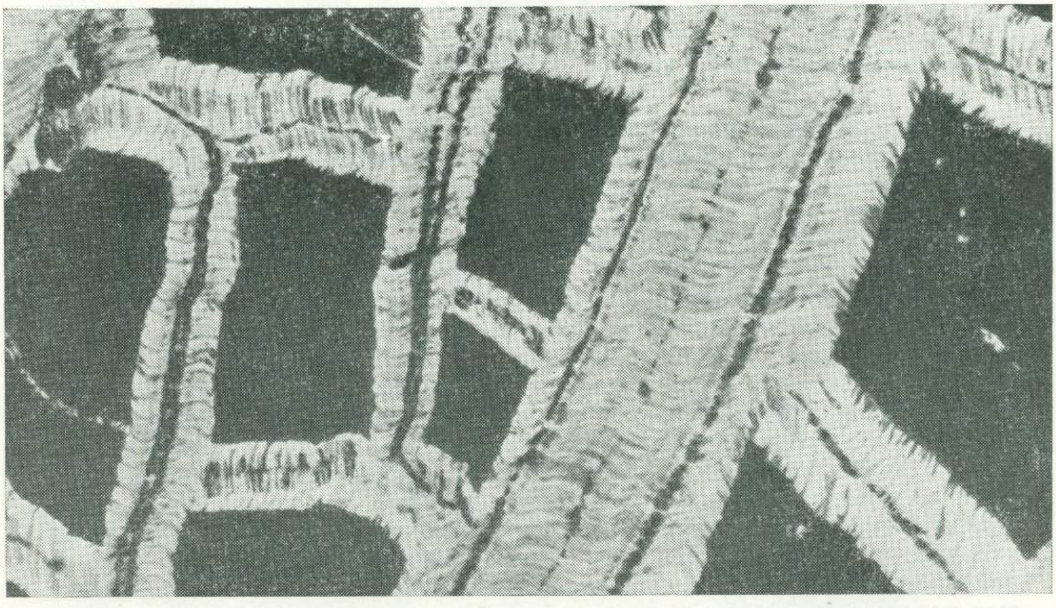
Поскольку новый жильный материал поступает вдоль механически ослабленных стенок жилы, очень часто мелкие обломки вмещающих пород попадают в кристаллы в виде включений. Кристаллы, переполненные включениями, составляют резкий контраст с «чистыми» кристаллами, образующимися в процессе синтаксиального роста (ср. фиг. 6 и 3).

Тип 3. Сложный рост. Сложные жилы состоят из двух или большего количества видов кристаллических компонентов, сконцентрированных в виде полос, параллельных стенкам жилы. Этот кристаллический материал в основном слагается компонентами вмещающих пород, кроме одного компонента, который в последних отсутствует; такая картина, например, может наблюдаться в кварц-кальцитовых жилах, секущих известняки (фиг. 9), или в кварц-хлоритовых жилах в песчаниках. Кристаллический материал жил у их стенок обычно имеет такую же оптическую ориентировку, как и минералы боковых пород; в то же время в центральной части жилы минеральные компоненты намечают срединную поверхность, как в случае антитаксиального роста, с очень слабо выраженной предпочтительной оптической ориентировкой. По форме поверхность, образованная минералами, маркирующими срединную сутуру, в общих чертах соответствует боковым стенкам жилы,



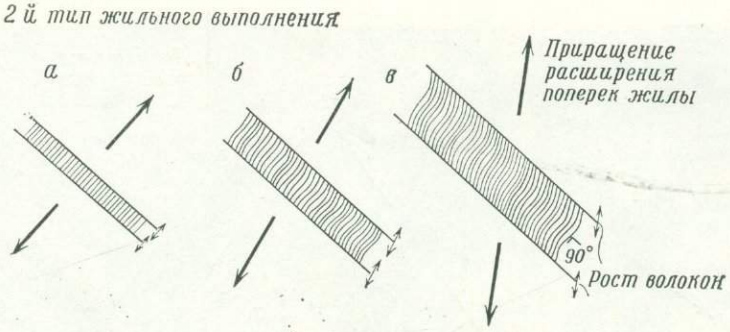
Фиг. 6. Антитаксиальные волокна кальцита в жиле, секущей кембрийские сланцы, Нэнтл, северный Уэльс.

Искривленные кристаллы без изменения оптической ориентировки проходят через срединную сутуру, обогащенную твердыми включениями. Поле зрения примерно 3 × 4 мм.



Фиг. 7. Сложные симметричные антитаксиальные кварцевые и кальцитовые волокна в жилах, секущих прослой пирита в нижнемеловых мергелях, долина Морж, кантон Вале, Швейцария.

Обратите внимание на хорошо развитые сутуры и зональное нарастание, повторяющее очертания стенок и указывающее на рост волокон от пирита. Поле зрения около 7 × 10 мм, параллельно кливажу.

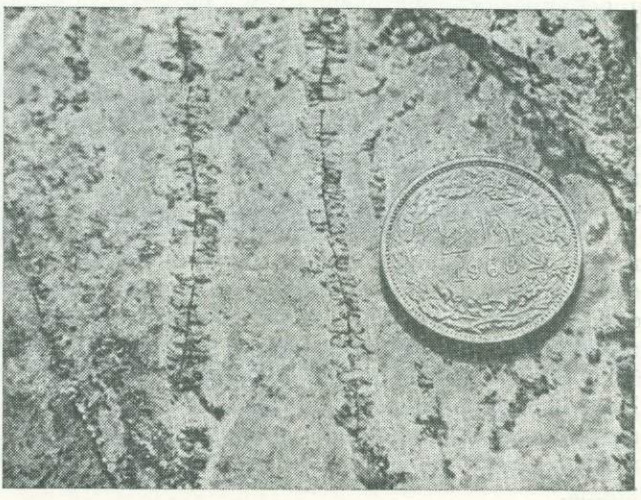


Фиг. 8. Интерпретация развития волокон в жилах с ростом при изменении направлений главного приращения деформации.

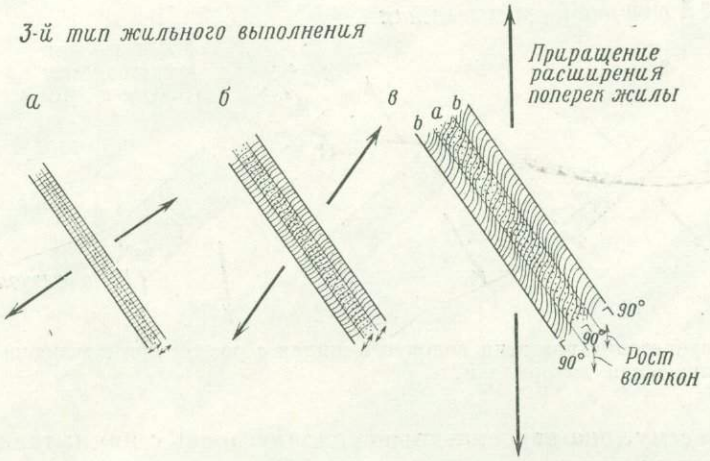
и, судя по всему, она первоначально соприкасалась с ними; таким образом, она намечает ту зону, от которой начался рост внутреннего выполнения жилы.

Поверхность соприкосновения двух видов кристаллических компонентов в жильном материале часто сильно зазубрена и по форме сильно отличается от стенок жилы и срединной сутуры. Ее форма, по-видимому, обусловлена неравномерной скоростью встречного роста разных кристаллических компонентов. На универсальном столике была замерена ориентировка оптических осей нескольких сотен кристаллов кварца и кальцита в сложной жиле, подобной изображенной на фиг. 9. Предпочтительная ориентировка осей *c* кальцитовых волокон слабо выражена у стенок, где кристаллы образуют одно целое с кристаллическими зернами известняка; по направлению к центру жилы она заметно увеличивается. Это явление аналогично развитию предпочтительной ориентировки в жилах с гребневидной текстурой, выполняющих пустоты [4, стр. 108], и характерно для селективного роста соответствующим образом расположенных кристаллов [48, стр. 126], в данном случае кристаллов с расположением оси *c* параллельно удлинению волокон.

Вдали от срединной сутуры и у стыка зерен кварца и кальцита зерна кварца обнаруживают слабую предпочтительную ориентировку. Кварцевые волокна у срединной поверхности в кварцевых участках наряду с кальцитовыми волокнами у краев жилы перпендикулярны стенкам, тогда как вблизи границы кварц — кальцит они располагаются косо по отношению к стен-



Фиг. 9. Сложная кварц-кальцитовая жила, секущая известняк, Лейтрон, кантон Вале, Швейцария.
Светлый кальцит нарастает на кальците вмещающих пород; в центральной зоне в кварце хорошо заметна срединная сутура. Плоскость субпараллельна кливажу.

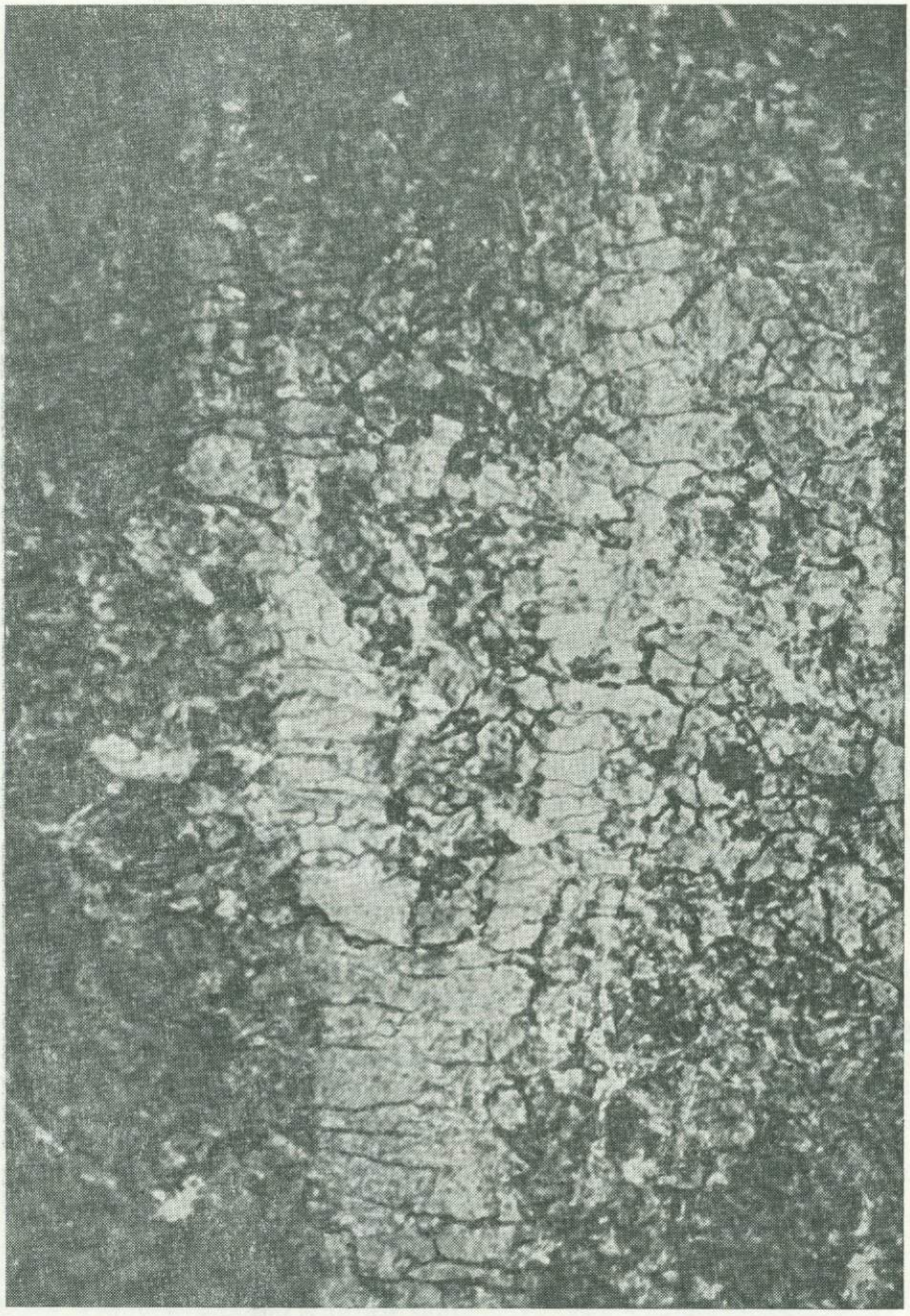


Фиг. 10. Формирование волокон в сложной жиле в ходе постепенного приоткрывания трещины при изменяющемся главном приращении деформации.
Материал *б* имеет такую же оптическую ориентировку, как и кристаллические зерна вмещающих пород, и минеральные компоненты *а* и *б* добавляются синхронно у общей поверхности.

кам жилы. Сложные жилы секутся более поздними трещинами, и волокна в последних субпараллельны волокнам близ контакта кварца и кальцита в более ранних жилах. Все эти наблюдения подкрепляют вывод о том, что *направления самых ранних приращений деформации фиксируются по ориентировке волокон у срединной сутуры и у стенок жилы, а более поздних — по ориентировке волокон у стыка двух компонентов, выполняющих жилу*, как показано на фиг. 10. Этот тип выполнения жил представляет, таким образом, комбинацию синтаксиального и антитаксиального типов, описанных ранее.

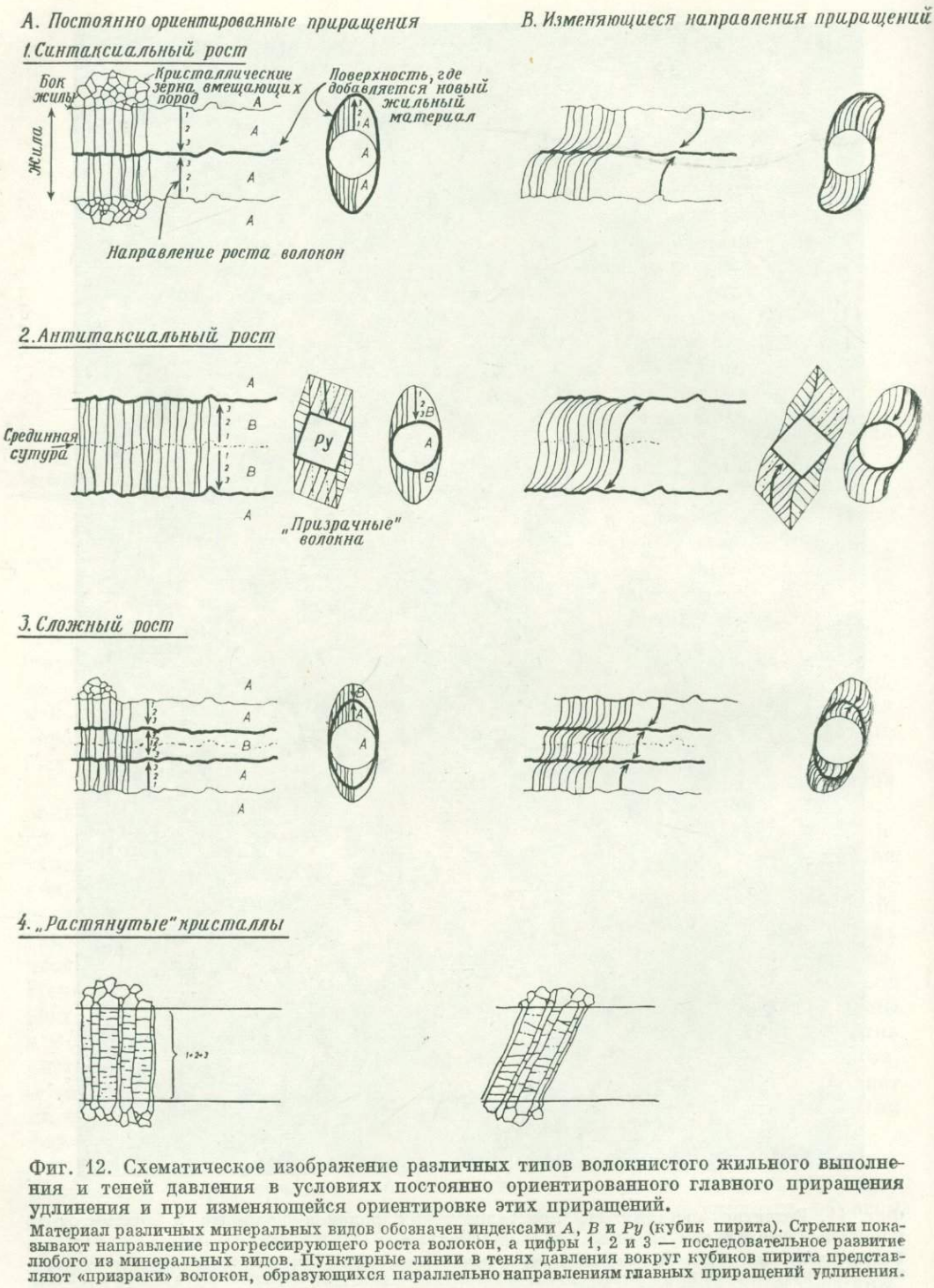
Тип 4. «Растянутые» кристаллы. Волокнистые текстуры этого типа обнаружены в жилах, выполнение которых по составу кристаллов аналогично большей части вмещающих пород. Это условие подобно условию синтаксиального роста (тип 1), однако в данном случае наблюдается оптическая непрерывность волокон через всю жилу и отсутствие центральной поверхности, разделяющей волокна с различной оптической ориентировкой. По-видимому, эти волокна нарастали оптически непрерывно на плоских поверхностях, образовавшихся в результате начального разрыва кристаллов. Начальный разрыв, очевидно, не следовал границам зерен вмещающих пород (фиг. 11 и 12, тип 4). Волокна в жилах этого типа обычно субпараллельны и могут быть (но не обязательно) перпендикулярны стенкам жилы. Волокна оптически непрерывны с разъединенными частями ранее единых кристаллов, которые теперь находятся на противоположных боках жил; вероятно, нет ни одной границы зерна, на которой бы наблюдался дальнейший рост. Они фактически сохраняют постоянную ширину через всю жилу.

Ключ к пониманию генезиса этого типа текстур дает присутствие частых плоскостей сосредоточения микроскопических жидких включений, представляющих залеченные микротрещины, ориентированные главным образом субпараллельно краям жилы. Из этого явствует, что расширение жилы шло путем последовательных микроразрывов, поскольку отдельные кристаллы были «растянуты», с постепенной рекристаллизацией и залечиванием трещины. Нельзя с уверенностью определить место образования трещины в каждую стадию последовательной деформации, и эти волокна могут быть надежно использованы только для определения вектора общего смещения стенок жилы.



Фиг. 11. Развитие «растянутых» кристаллических волокон доломита в доломитовых породах, Гштеллихорн, кантон Берн, Швейцария.

Волокна связывают отдельные половинки зерен вмещающих пород и намечают вектор конечного смещения. Обратите также внимание на массу тонких микротрещин вокруг концов жил. Поле зрения 2 × 3 мм.



Фиг. 12. Схематическое изображение различных типов волокнистого жильного выполнения и теней давления в условиях постоянно ориентированного главного приращения удлинения и при изменяющейся ориентировке этих приращений.

Материал различных минеральных видов обозначен индексами *A*, *B* и *Py* (кубик пирита). Стрелки показывают направление прогрессирующего роста волокон, а цифры 1, 2 и 3 — последовательное развитие любого из минеральных видов. Пунктирные линии в тенях давления вокруг кубиков пирита представляют «призраки» волокон, образующихся параллельно направлениям главных приращений удлинения.

Поскольку концентрация напряжений чаще происходит вокруг более ранних первоначально жидких включений, микротрещиноватость и полное растяжение имеют тенденцию ограничиваться пределами самой жилы. Временами микротрещины могли проникать в боковые породы или независимо возникать вне жил. Это могло бы объяснить обычно наблюдаемое неупорядоченное, или «кустовое», распределение жил такого типа (фиг. 11) в отличие от более закономерного распределения антитаксиальных и сложных жил.

Характерные особенности разных типов синтектонического роста волокон в жилах суммированы на фиг. 12.

Атектоническое заполнение пустот в жилах. В открытых пустотах кристаллизация происходит на границе жидкость — кристалл и кристаллы имеют тенденцию расти от стенок в пустоту. Возникающие таким путем кристаллы в основном образуют параллельные или расходящиеся призмы, ориентированные субперпендикулярно поверхности нарастания. Для них обычно характерно увеличение размера зерен и степени предпочтительной ориентировки в направлении роста; часто они характеризуются эвгедральными окончаниями (сотовые текстуры) и эвгедральными зонами роста. Направления роста этих кристаллов явно не обнаруживают никакой связи с движениями, которые могли бы создать эти пустоты; вследствие этого их изучение не может пролить свет на процесс деформации.

Синтектонические волокнистые кристаллы в тенях давления. Породы, содержащие посторонние включения иного состава, часто деформируются неоднородно. Если включения менее пластичны, чем вмещающие породы (например, зерна пирита или членики криноидей), и если контакт между ними ослаблен, вмещающие породы часто оттягиваются от включений в направлении наибольшего удлинения, образуя тени давления. В тенях давления обычно растут волокнистые кристаллы, как и в жилах растяжения [11, 17]. Здесь наблюдались все описанные выше типы роста кристаллов, за исключением типа, названного растянутыми кристаллами.

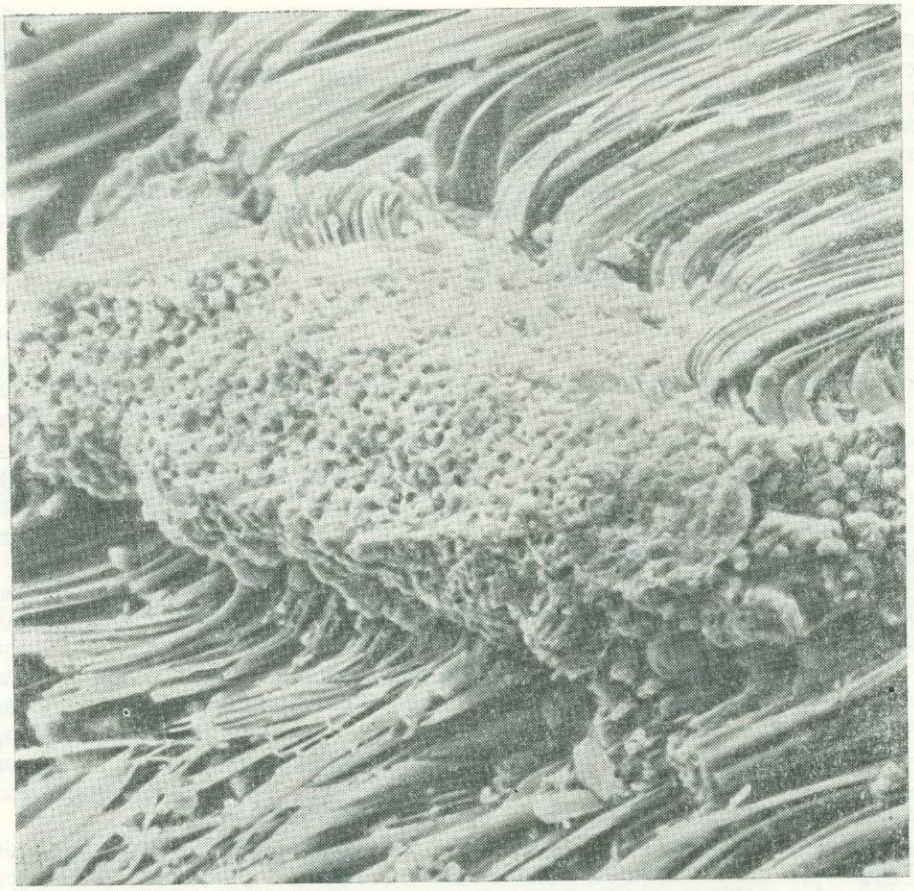
Синтаксиальный рост наблюдался в выполненных кальцитом тенях давления вокруг члеников криноидей во многих участках Гельветских покровов Альп [18, стр. 16]. Описываемые здесь образцы были найдены близ Лейтрона (кантон Вале), и их особенности кажутся весьма типичными и для образцов из других мест.

Как это видно в поперечных сечениях, кальцит в тенях давления представлен развивающимися от ограничений члеников криноидей монокристаллическими синтаксиальными наростами с заостренными и зазубренными внешними границами. Волокнистость часто свойственна кальциту, растущему около игольчатых включений кварца или кальцита и приобретающему нередко сигмоидальную форму. Геометрическая форма этих кристаллов иллюстрируется на фиг. 12 (см. 1*A* и 1*B*).

Антитаксиальный рост чаще всего происходит вокруг кубиков пирита и конкреций, образованных агрегатами мелких кристалликов пирита.

Тени давления вокруг конкреций пирита. Вокруг мелких (менее 0,5 см в диаметре) почти сферических конкрециеподобных масс пирита часто возникают хорошо развитые тени давления, выполненные сигмоидальным волокнистым кварцем или кальцитом (или сростками кварца и кальцита). Они обнаружены во всех послетриасовых отложениях Гельветских Альп, за исключением ургонских и нуммулитовых известняков [18, стр. 316].

Конкреции пирита представляют собой тонкозернистый агрегат, иногда сложенный очень мелкими кубиками и радиально-лучистыми призматическими кристаллами или, чаще, мелкими глобулями криптокристаллического материала диаметром около 10—20 мк (фиг. 13). Эти глобули, известные как фрамбоидальный пирит [31, 32, 42, 7, 21], указывают на ранний диагенез осадков, связанный с деятельностью анаэробных сульфатвосстанавливающих бактерий. Под электронным микроскопом видно, что глобули, или



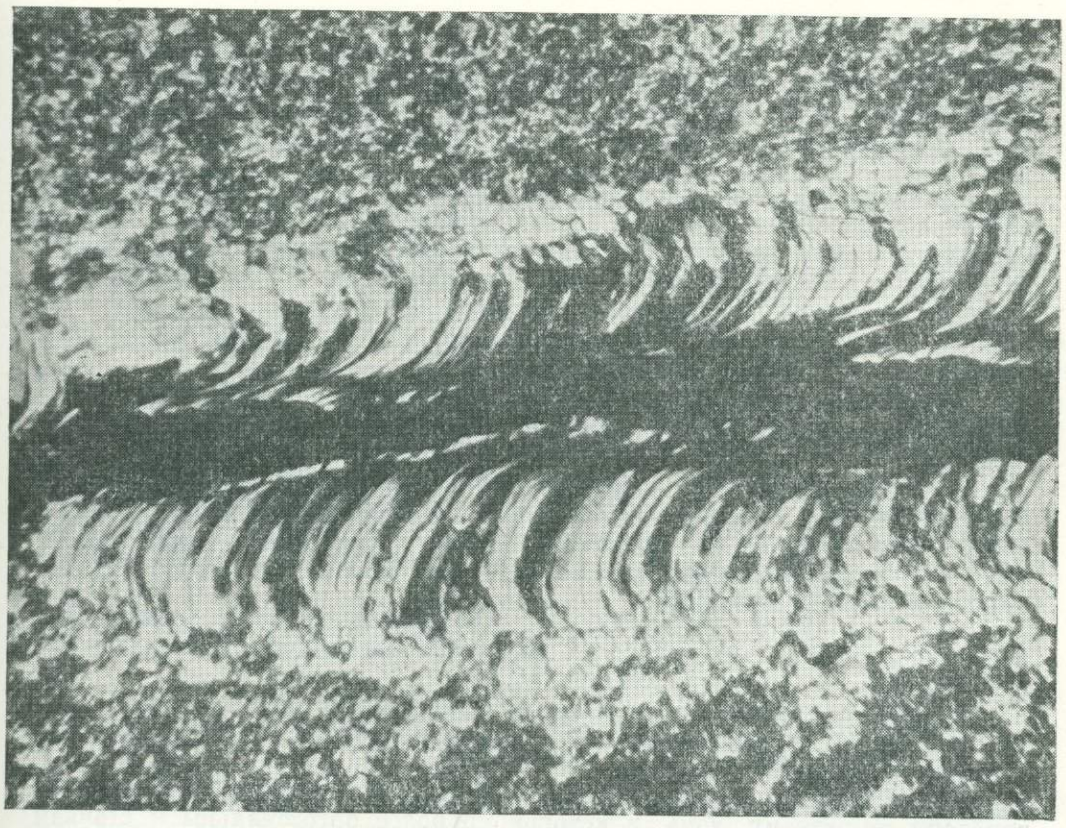
Фиг. 13. Тонкие сигмоидальные кварцевые волокна возле агрегата фрамбоидального пирита под электронным микроскопом.

Тот же участок, что и на фиг. 14. Диаметр кварцевых волокон от 0,1 мк до нескольких микрон. Поле зрения 150 мк, параллельно кливажу.

фрамбоиды, сложены еще более мелкими глобулями диаметром около 0,5 мк, имеющими в свою очередь зернистую структуру. Пирит, следовательно, необычайно тонкозернист.

Конкреции эти имеют явно дотектоническое происхождение и ведут себя как совершенно жесткие тела. Вероятно, формирование теней давления вокруг них началось одновременно с пластическим растяжением окружающих пород.

Волокнистые кристаллы в тенях давления обычно параллельны и практически не деформированы (очень слабое двойникование в кальците, слабое волнистое угасание или его полное отсутствие) (фиг. 14). Они обнаруживают сигмоидальное искривление с триклинной симметрией, причем центр симметрии локализуется в центре массы пирита (фиг. 13). Внешние границы теней давления не заостряются и не имеют зубцов; они соответствуют очертаниям вмещающих пород, так же как и любые зоны роста внутри заполнений. Это означает, что внешние границы и зоны роста некогда контактировали с пиритом таким образом, что материал, формирующий волокна, добавлялся со стороны граней пирита. Имеются и другие данные, подтверждающие этот вывод: 1) поздние микротрещины ориентированы перпендикулярно волокнам, ближайшим к пириту; 2) внешние волокна представляют собой оптиче-



Фиг. 14. Тени давления с волокнистым кварцем, растущим антитаксиально вокруг удлиненного скопления фрамбоидального пирита в кремнистом мергеле, Лейтрон, кантон Вале, Швейцария.

Оси каждого кристалла кварца искривляются под углом 90° без изменения оптической ориентировки. Волокнистые кристаллы растут как оптическое продолжение кристаллов кварца вмещающих пород. Поле примерно 3 × 4 мм, параллельно кливажу.

ское продолжение зерен основной массы вмещающих пород; 3) зачаточная полигонизация обнаруживается в самых внешних волокнах некоторых образцов; 4) направление изгибания волокон противоположно направлению изгибания волокон в тенях давления возле члеников криноидей (фиг. 12, ср. 1*B* и 2*B*) (в некоторых шлифах наблюдались оба типа одновременно).

Тени давления вокруг эвгедрального пирита. Тени давления вокруг отдельных кристаллов эвгедрального пирита подобны теням вокруг пиритовых конкреций с той лишь разницей, что волокна ориентируются перпендикулярно или почти перпендикулярно граням кристалла пирита [17, стр. 181] и диаметр зерен заметно увеличивается по направлению к этим граням. Последовательность роста волокон в этом типе была прослежена Мюгге [34]. Как и в случае конкреционного пирита, новый кристаллический материал добавляется на границе тень давления — пирит.

Кварц-кальцитовые волокнистые сростки из обогащенных пиритом известковистых сланцев Лейтрона подвергались петроструктурному анализу. Оси *c* как мелких внешних, так и крупных внутренних зерен кварца не обнаруживают предпочтительной ориентировки, что согласуется с данными Пабста [35]. Оси *c* крупных кристаллов кальцита при нанесении с учетом положения граней пирита показали незначительное отклонение от случайного распределения.

В некоторых образцах параллельные сигмоидальные «призрачные волокна» секут волокна, контролируемые стенками (фиг. 12, 2*A* и 2*B*). По-видимому, они фиксируют смещение внешней границы и указывают на истинную ориентировку роста кристаллов. Очевидно также, что контролируемые стенками волокна не обязательно вытянуты параллельно направлению роста.

Контролируемые стенками волокна не могут быть использованы для интерпретации приращения деформации растяжения, поскольку они не параллельны направлению растяжения. Там, где грани пирита располагаются примерно параллельно плоскости сечения, для вычисления приращения растяжения можно использовать либо форму линии раздела (которая отделяет два участка разной ориентировки волокон), либо боковые ограничения теней давления, либо «призрачные волокна» (фиг. 12, 2*A* и 2*B*).

В зависимости от размера кристаллов пирита наблюдаются все формы перехода от линий раздела в тенях давления вокруг эвгедрального пирита к следам волокон в тенях давления вокруг фрамбоидального пирита.

Критерии определения характера роста волокнистых кристаллов. Если кристаллические волокна, возникшие в результате «синтектонического роста», не обнаруживают признаков перекристаллизации или внутренней деформации, для установления направления роста кристаллов можно использовать следующие критерии:

1. Кристаллы, представляющие собой оптическое продолжение зерен вмещающих пород, растут внутрь жилы (синтаксиальные кристаллы), за исключением «растянутых» кристаллов.

2. Диаметр зерен в направлении роста постепенно увеличивается.

3. Степень предпочтительной кристаллографической ориентировки в направлении роста постепенно увеличивается.

4. Если кристаллические волокна в центральной и краевых зонах ориентированы по-разному, зона, в которой они более ортогональны к стенкам жилы, скорее может быть областью более раннего роста (и наоборот) вследствие кинематической согласованности с вызвавшим разрыв растяжением.

5. Между двумя стенками жилы обычно существует некоторое количество дополнительных более или менее отчетливых поверхностей, примерно параллельных стенкам и симметричных относительно середины жилы:

а. Поверхности, по форме подобные стенкам жилы, указывают, что рост кристаллов все время происходил у зальбандов и, следовательно, в направлении от центра к стенкам (упоминавшиеся выше антитаксиальные кристаллы). Эти поверхности могут представлять собой зоны роста, хотя наиболее часто встречающаяся форма — это срединная сутурная линия вдоль центра жилы, являющаяся областью наиболее раннего роста.

б. Поверхности, имеющие значительно более зазубренные очертания, чем стенки жилы, обусловлены локальными флуктуациями скорости роста кристаллов, увеличивающимися в процессе их встречного роста. Следовательно, за исключением зубчатой зональности роста, эти поверхности маркируют области позднейшего роста и почти неизменно совпадают с минералогическими границами.

6. Жилы, приуроченные только к растянутым жестким слоям или объектам, иногда пережимаются по направлению к участкам более позднего роста (если только они не располагаются у стенок).

7. Направление роста в какой-либо новой структуре может быть определено путем сравнения искривления волокон в ней с искривлением волокон в другой структуре из того же самого места, для которой характер роста известен.

Для теней давления можно использовать аналогичные критерии, беря в качестве «стенки» «контакт с компетентным объектом». Таким образом, применимы все критерии, за исключением, возможно, 4-го. Критерии 1, 2,

3 и 7 довольно просты. Окончания теней давления, по форме подобных включению, являются гомологами срединной сутуры, и рост в них происходит от этих окончаний по направлению к включению, тогда как окончания с зубчатыми очертаниями указывают на рост, идущий от включений. Тени давления с заостренными окончаниями в сечении XZ или в сечении, перпендикулярном кливажу, указывают на рост в направлении острия, тогда как отсутствие заметного изменения ширины тени давления в этом сечении свидетельствует о росте по направлению к включению.

Механизм синтектонического образования волокон. Синтектонические волокна не обладают структурными признаками свободного роста в пустотах. Маловероятно, чтобы составляющий их материал привносился циркулирующими растворами; возможно, этот материал поступает из окружающих пород путем диффузии. С этими волокнами обычно ассоциируются структуры давления — растворения [18], так что наиболее вероятным источником материала кажется процесс растворения под давлением во вмещающих породах.

Рост будет происходить на ненарушенной границе зерна, вероятно, если гидростатическое давление будет меньше наименьшего сжимающего напряжения; в противном случае может произойти гидроразрыв, если концентрация раствора (активность) на границе зерна превысит значение, равновесное для данных условий нормального напряжения, давления жидкости и температуры. Рост кристаллов в дифференцированно напряженной породе будет иметь тенденцию ограничиваться гранями, испытывающими относительно низкое нормальное напряжение. При таких обстоятельствах рост кристаллов вызывает расширение: обычно говорят о «силе кристаллизации» [13], которая иллюстрируется лабораторными экспериментами [19, 29, 28, 30, 5, 6, 50, 12, 13, 14, 9].

Направление роста, по-видимому, контролируется ориентировкой наименьших главных напряжений на поверхности роста, поскольку в этом направлении производится наименьшая работа против внешней системы напряжений. На границе зерна наименьшее напряжение может быть ориентировано косо по отношению к поверхности роста, так что рост может происходить почти в любом направлении в зависимости от ориентировки наименьшего напряжения в то или иное время. В отличие от этого свободный рост кристаллов в заполненной жидкостью пустоте обычно происходит перпендикулярно поверхности роста (которая сама определяется только габитусом кристаллов), потому что при гидростатическом давлении жидкости главное напряжение должно быть направлено перпендикулярно поверхности, и это обычно — наименьшее напряжение.

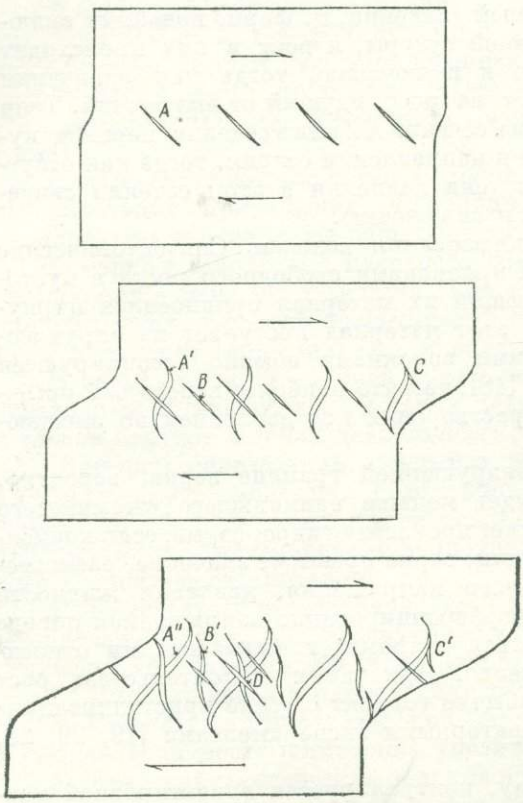
Наиболее быстрый рост должен наблюдаться на границах зерен, ориентировка которых обеспечивает наивысший коэффициент диффузии раствора. Согласно Спраю [48, стр. 14], скорость диффузии на границе зерна (и, следовательно, скорость роста) увеличивается при увеличении степени несоответствия структуры решеток двух контактирующих кристаллов.

Приведенный ниже эмпирический ряд сочетаний кристаллов составлен в порядке увеличения (от п. 1 к п. 5) преимуществ для роста (увеличения механической слабости); по-видимому, он достаточно хорошо совпадает с последовательным рядом увеличения несоответствия решеток. Этот ряд основывается на интерпретации положения поверхностей роста в описанных выше примерах с использованием петрографических критериев.

1. Один и тот же минерал при одинаковой оптической ориентировке (диффузия на границе зерна отсутствует).

2. Один и тот же минерал при несовпадении оптической ориентировки (например, граница зерен кальцит — кальцит).

3. Два различных ионных минерала с родственным строением решетки (например, кальцит — доломит).



Фиг. 15. Последовательное развитие эшелонированного ряда сигмоидальных трещин растяжения в развивающейся зоне скалывания.
Стрелки показывают направление относительных сдвиговых смещений в зоне скалывания.

4. Два различных ионных минерала с неродственными решетками (например, кварц — кальцит).

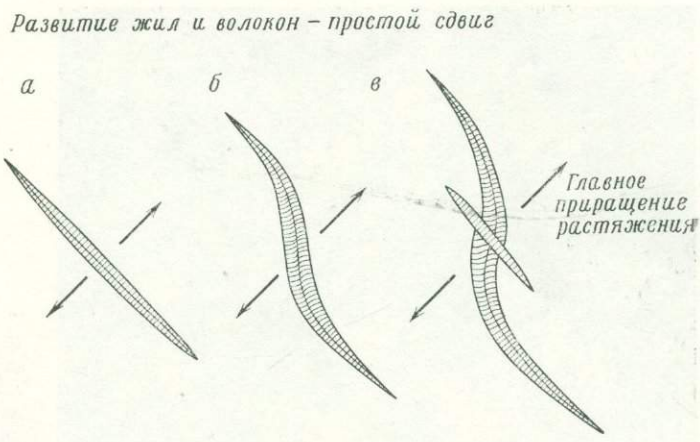
5. Два различных минерала: ионный и полуметаллический (например, кварц — пирит или кальцит — пирит).

Кроме того, тот факт, что для одних и тех же минералогических сочетаний существует один и тот же коэффициент диффузии, объясняет причину симметричного роста на двух смежных поверхностях роста.

Механизм растрескивания, порождающий большинство жил, и механизм роста «растянутых» кристаллов заметно отличаются от только что описанного механизма роста на границах зерен. Тот и другой, по-видимому, имеют место в условиях, когда скорость роста на границе зерна не соответствует прогрессирующему увеличению эффективного растягивающего напряжения.

Развитие жил и волокон при прогрессирующей деформации простого сдвига. Для проверки сделанных выводов о развитии жил и волокон в ходе прогрессирующей деформации мы изучали детали геометрической формы жил и волокон, образующихся в зонах скалывания. Общие черты таких зон хорошо известны [45, 55, 38, 44, 41]. Вначале жилы возникают в виде эшелонированных рядов с отдельными жилами, наклоненными под углом 45° к простиранию зоны скалывания (фиг. 15, см. *A*). Увеличение степени скалывания вызывает поворот начальных жил до положения, в котором они становятся уже не перпендикулярными направлению более поздних приращений главной деформации растяжения; окончания еще продолжают развиваться под углом 45° к зоне скалывания, но центральная часть жилы приоткрывается теперь в направлении, уже не перпендикулярном стенкам жилы (фиг. 15, см. *A′*). На некоторой стадии поворота центральная часть жилы ориентируется уже неблагоприятно для дальнейшего расширения и возникают новые системы жил, секущих сформированные ранее жилы (фиг. 15, см. *B* и *C*). Дальнейшее скалывание ведет к продолжению поворота первичных жил (фиг. 15, см. *A″*), к повороту жил второй генерации (*B′* и *C′*) и формированию новых жил (фиг. 15, см. *D*).

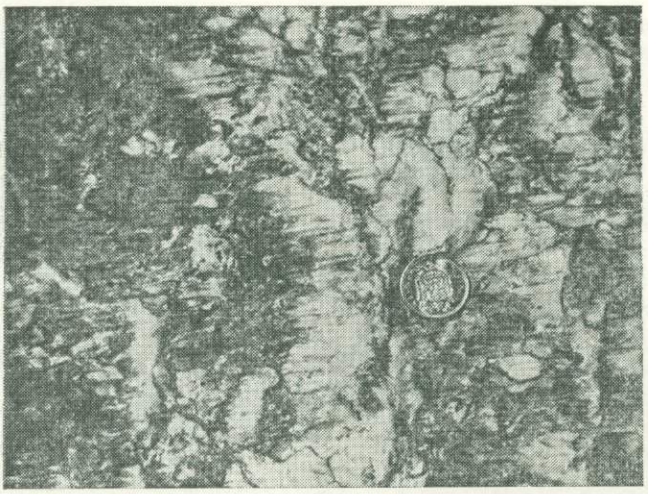
Геометрические формы волокнистых текстур, развитых в этих эшелонированных и сигмоидальных жильных сериях, зависят от природы жильного материала, состава вмещающих пород и прочности контактов зерен. В зонах скалывания в отложениях верхнего девона юго-западной Англии (к западу от Илфракоума) песчаники пересечены сериями кварцевых жил волокнистое выполнение которых, по-видимому, развивалось либо синтаксиально, либо в результате роста «растянутых» кристаллов. Там, где величи-



Фиг. 16. Постепенное развитие растянутых кристаллических волокон в зоне скалывания, изображенной на фиг. 13.

на сдвига незначительна, зона представлена серией плоских эшелонированных жил с волокнами, перпендикулярными стенкам жил (фиг. 16, *а*). Там, где жилы в результате дальнейшей деформации приобрели сигмоидальные очертания, волокнистая текстура в центральной части жилы также изогнута; у краев жил волокна, «спаянные» с кварцевыми зернами вмещающих пород, обычно перпендикулярны стенкам, тогда как в центральной части более широких жил волокна не перпендикулярны стенкам, а ориентированы под углом 45° к простиранию зоны скалывания, параллельно последнему направлению приращения максимального удлинения. Эти последние деформированные волокна параллельны волокнам в окончаниях сигмоидальных жил (фиг. 16, *б*). В некоторых местах жилы ранней генерации заметно сигмоидальны и рассекаются поздними жилами, волокна в которых вытянуты параллельно волокнам центральных частей сигмоидальных жил. Такие соотношения хорошо согласуются с представлением о прогрессивном росте волокон в направлении максимального приращения удлинения. В некоторых жилах отсутствует характерная для синтаксиального роста центральная поверхность, разделяющая кварцевое жильное выполнение на части. Наиболее вероятным объяснением этих протягивающихся от стенки к стенке кварцевых волокон является предположение об их образовании за счет механизма роста «растянутых» кристаллов с концентрацией микротрещиноватости поздней стадии близ центра жилы. Донзо [16] описал особенности, характерные для антитаксиального роста волокон у контактов жил из эшелонированных рядов сигмоидальных жил в горах Угарта в Алжире.

Рост волокон вдоль поверхностей разрывов. Поверхности многих природных разрывов часто гладко отполированы, и на этих блестящих поверхностях обнаруживаются линейно вытянутые желобки. Такие желобки, или штриховатость, обычно интерпретируются как результат вдавливания материала, который отламывается от стенок разрыва и растирается между движущимися стенками разрыва. Линейная ориентировка штрихов, по мнению интерпретаторов, должна отражать направления последних дифференциальных подвижек по разлому, поскольку более ранние штрихи разрушаются в процессе последующих развальцовывающих движений. Принцип «шероховатости — гладкости», в течение многих лет принимавшийся геологами в качестве полевой практической методики определения направления относительного смещения крыльев разрыва [49, 24, 26, 8], был поставлен под сомнение после работ Патерсона [36] и Риккера [43], показавших, что ступеньки на разрывах, возникавших при экспериментальной деформации пород, были направлены против движения поверхности разрыва. Полевые наблюдения [52], по-видимому, подтверждают такую интерпретацию. Хиллс



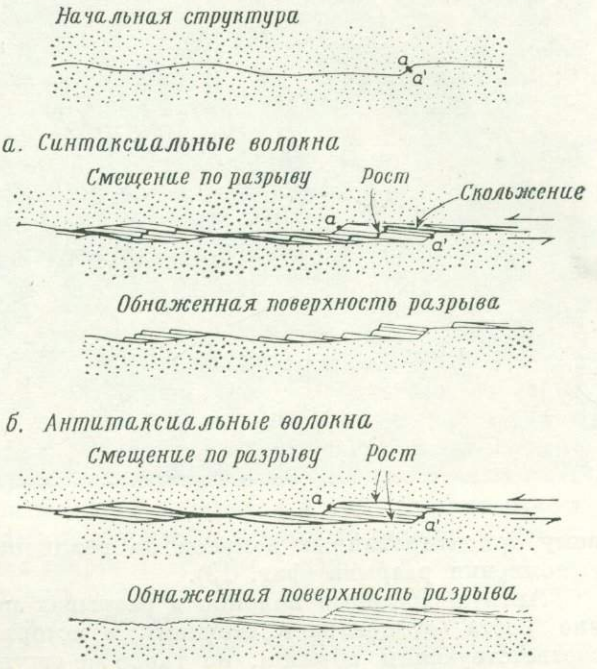
Фиг. 17. Перекрывающиеся ступенчатые кристаллы волокнистого кальцита на поверхности разрыва, Овьедо, северная Испания.

[27, стр. 177] пересмотрел правило «шероховатости—гладкости», а Гей [23] подтвердил наблюдения Патерсона в отношении особенностей поверхности начальных трещин скалывания, но показал, что последующие движения по этим поверхностям имеют тенденцию разрушать старые ступеньки и создавать новые в большем соответствии с традиционной интерпретацией морфологии поверхности разрыва.

Проведенное нами изучение поверхностей разрывов с известным направлением смещения подтверждает справедливость правила «шероховатость — гладкость», однако мы можем продемонстрировать, что ступенеподобные выступы, обусловливающие эту особенность, не всегда являются результатом катаклаза у поверхности разрыва. Для многих изученных нами разрывов можно показать, что штрихи вызваны *ростом кристаллических волокон вдоль поверхности разрыва* и что эти новообразованные волокна очень сходны с волокнами, наблюдающимися в жилах растяжения и тенях давления. Типичный пример такой волокнистой штриховатости на поверхности разрыва изображен на фиг. 17. Линейная текстура представлена длинными параллельными волокнами кварца с длинными осями, почти параллельными поверхности разрыва. Длина отдельных кристаллов иногда в несколько сотен раз превышает ширину, и тем не менее они не обнаруживают признаков внутренней деформации или эти признаки очень слабы. Концы волокон всегда прикреплены к противоположным стенкам разрыва, и оси волокон обычно секут разрыв под очень малым углом (0—5°).

Там, где можно было высчитать вектор общего смещения по разрыву, мы обнаружили, что длина отдельного кристаллического волокна всегда равна длине вектора дифференциального смещения.

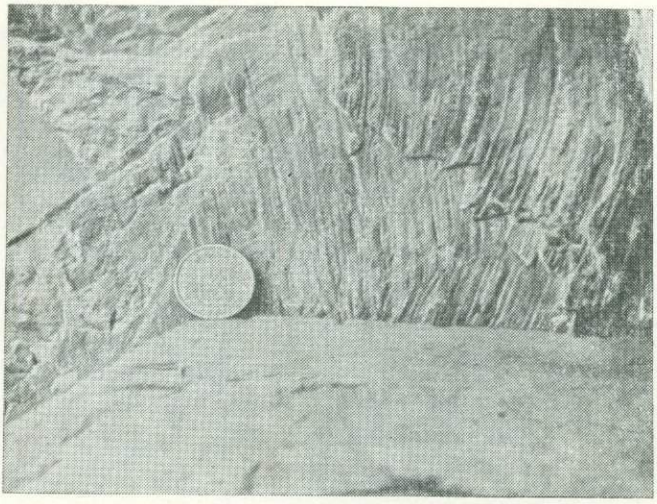
Наше объяснение этому явлению дано на фиг. 18 (см. синтаксиальные волокна). Поскольку первичная поверхность скалывания редко (если когда-либо вообще) бывает совершенно плоской, при относительном перемещении крыльев разрыва всегда будет возникать геометрическая проблема. Выступающие участки могут соструживаться и порождать брекчию трения и глинистые примазки; если этого не происходит, разрыв должен был приоткрываться таким образом, чтобы выступающие точки могли пройти друг над другом. Поскольку образование разрывов на малых и средних глубинах в земной коре обычно связано с условиями высокого порового давления жидкости [37], вторая альтернатива в природной обстановке более обычна. Если на этих поверхностях растут кристаллы в соответствии с постепенным раздвижением крыльев разрыва, морфология кристаллов, вероятно, будет управляться теми же закономерностями, которые мы установили для кри-



Фиг. 18. Два варианта образования кристаллических волокон на поверхности разрыва. Волокна образуются под небольшим углом к разрыву и их общая длина представляет меру полного расхождения двух первоначально общих точек a и a'. При выходе поверхности разрыва на дневную поверхность волокна, образованные любым из этих механизмов, имеют характерную ступенчатую текстуру, которая при проведении рукой по поверхности разрыва вызывает ощущение шероховатости (в одном направлении) или гладкости (в другом).

сталлов, растущих в постепенно раскрывающихся трещинах растяжения. Однако, так как вектор дифференциального смещения по разрыву близок к поверхности разрыва, волокна должны развиваться в этом направлении, и соответственно их длинные оси будут образовывать малый угол с поверхностью разрыва. В результате будут возникать серии покрывающих друг друга иглоподобных волокон (фиг. 18), которые при вскрытии поверхности разрыва выглядят как серия длинных ступеней, параллельных осям волокон, разделенных небольшими крутыми «уступами», где отдельные волокна рассекаются поперек (фиг. 17, 18). Такое расположение явно может обусловливать эффект «шероховатости — гладкости», ощущающийся при проведении рукой по поверхности разрыва, и согласуется с традиционным его объяснением. Оно противоречит интерпретации Хиллса [27, стр. 175—177, фиг. VII—17] структур, которые он называет «перистые сколы».

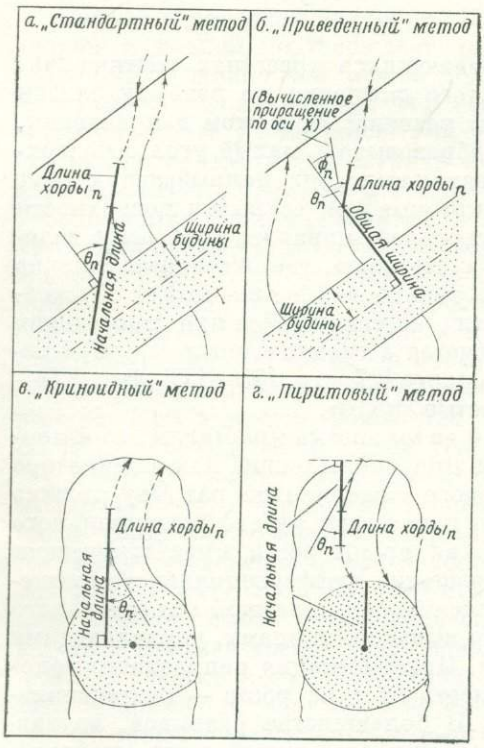
Если эти штрихи представляют собой волокнистые кристаллы, то интерпретация штриховатости, образующейся при скольжении, как индикатора направления последнего дифференциального смещения по разрыву должна быть пересмотрена. Длина волокна будет равна вектору дифференциального смещения по разрыву, имевшего место за время роста кристаллических волокон. Любое изменение вектора приращения дифференциального смещения будет зафиксировано изменением ориентировки длинной оси отдельного волокна в соответствии с установленными выше принципами, управляющими ростом волокон в трещинах растяжения. Интерпретация направления волокон на поверхности разрыва будет зависеть от типа роста — синтаксиального, антитаксиального или сложного. В большинстве разрывов, изучавшихся нами, наиболее обычным кажется синтаксиальный рост; направление центральных частей искривленных волокон, сходящихся от каждой стенки разрыва, показывает направление вектора дифференциального смещения в последнюю стадию смещения по разрыву, а направление концов волокон соответствует первым стадиям движения. Последовательно перекрывающиеся изогнутые пучки волокон обусловливают появление по-раз-



Фиг. 19. Искривленные перекрывающиеся группы кварцевых волокон на поверхности сброса, интерпретированные как результат постепенного поворота направления смещения по часовой стрелке, Хартленд-Ки, северный Девон.

ному ориентированных волокон на различных уровнях кристаллического выполнения разрыва (фиг. 19).

Антитаксиальные волокна в разрывах показывают обратное направление роста (от центра к стенкам), и история смещения интерпретируется соответствующим образом, но такое же ощущение шероховатости— гладкости сохраняется и там, где волокна отделены от стенки (фиг. 18, см. антитаксиальные волокна). В продольноволокнистом асбесте асбестовых жил, найденных в архее Западной Австралии, обнаруживаются признаки антитаксиального роста по разрыву.



Фиг. 20. Методы определения величины приращений главной деформации по волокнистым жильным текстурам (*а* и *б*), синтаксиальным кристаллам в тенях давления (*в*) и антитаксиальным кристаллам вокруг фрамбоидальных агрегатов пирита (*г*).

Вычисление приращения деформации по синтектоническому росту кристаллов. *Приращение деформаций, измеряемое по жилам.* Было продемонстрировано, что в ходе прогрессивной деформации возникают искривленные кристаллические волокна и что ориентировка волокон параллельна приращению главного удлинения. В некоторых случаях, измеряя длину волокон, можно определить действительную величину этих приращений растяжения.

В качестве примера этой методики мы опишем измерения, произведенные в жилах с волокнистым строением, обнаруженных в будинированных известняках из толщи лейасовых сланцев Лейтрона, (кантон Вале, Швейцария). Мергелистые сланцы слагают здесь ядро (корневую зону) покрова Моркле, самого нижнего из Гельветских покровов. Прослои известняка обычно имеют мощность менее 0,5 см и отличаются

мелкомасштабным будинажем (микробудинажем) с развитием трещин отрыва восточно-северо-восточного простирания. Трещины полностью выполнены сигмоидальными волокнами кварца и кальцита (фиг. 9), развивавшимися в соответствии с правилами сложного роста волокон (фиг. 10, 12), так что изгибы располагаются в плоскостях кливажа.

Для того чтобы вычислить деформацию растяжения, нужно знать ширину известняковых будин и величину деформации внутри них. Если судить по равномерной зернистости первичных микритовых зерен, известняк испытал слабую внутреннюю деформацию. Ширина будин, по-видимому, оставалась примерно постоянной, и ранние трещины (и самые ранние волокна), вероятно, образовались на очень ранней стадии деформации. Последующие растяжения при микробудинаже осуществлялись в основном за счет раскрытия трещин.

Были изготовлены большие рисунки верхней поверхности образцов, включающих каждый около 20 целых (от стенки до стенки) волокон. Начиная с участков самого раннего роста, были идентифицированы сечения кварца и кальцита, имеющие ориентировку 0, 10 20° и т. д., и была установлена общая длина хорды для каждого интервала в 10°. Ширина известняковой будины, соответствующей цельному (от стенки до стенки) волокну, измерялась как сумма половины ширины будины с одного конца волокна и половины будины с другого конца волокна. Измеряли также длину каждого полного волокна и получали общую ширину.

Для вычисления приращения деформации были использованы два разных метода (фиг. 20). Они были названы «стандартный» и «приведенный» и дали несколько различные результаты. «Приведенный» метод теоретически логичен для одной системы трещин, тогда как стандартный лучше применим к системам типа «плитки шоколада» [38, стр. 113].

В стандартном методе подразумевается, что ось приращения X-удлинения совпадает с осью волокна или хорды (фиг. 20, *а*). Тогда приращение деформации для n-й 10°-ной хорды волокна определяется следующим образом:

$$\text{приращение } e_{1n} = \frac{\text{удлинение}}{\text{начальная длина}} = \frac{\text{длина хорды}_n \cos\theta_n}{\sum_0^{n-1} \text{длина хорды}_i \cos\theta_i + \text{ширина будины}},$$

где θ — угол между отдельной хордой и нормалью к стенкам будины, а i — предыдущая хорда волокна. Были сделаны отдельные вычисления для деформаций, связанных с поздними разрывами с использованием разорванных кварцевых прожилков в качестве начальной длины вместо ширины известняковой будины. Результаты измерений по этой методике для образцов из двух участков (71 и 74) приведены на фиг. 21.

В описанном методе хорды рассматриваются как деформационные смещения, причем подразумевается, что ни в каком другом направлении одновременных смещений не происходит (фиг. 20, *б*).

Двумерное преобразование смещения для этого

$$x_1 = ax, \qquad y = cx + y,$$

или в матричной записи

$$\begin{pmatrix} a & 0 \\ c & 1 \end{pmatrix},$$

где ось X выбрана перпендикулярно разрыву, а ось y — параллельно разрыву (в данном случае ось y параллельна длине будин) и где

$$a = 1 + \frac{\text{длина хорды}_n \cos\theta_n}{\sum_0^{n-1} \text{длина хорды}_i \cos\theta_i + \text{ширина будины}}$$

и

$$c = \frac{\text{длина хорды}_n \sin\theta_n}{\sum_0^{n-1} \text{длина хорды}_i \cos\theta_i + \text{ширина будины}}.$$

Эллипс приращения деформации для хорды n-го волокна находится затем по уравнению

$$(1+e_1)^2, \quad \text{или} \quad (1+e_2)^2 = \frac{a^2+c^2+1}{2} \pm \sqrt[\frac{1}{2}]{(a^2+c^2+1)^2-4a^2},$$

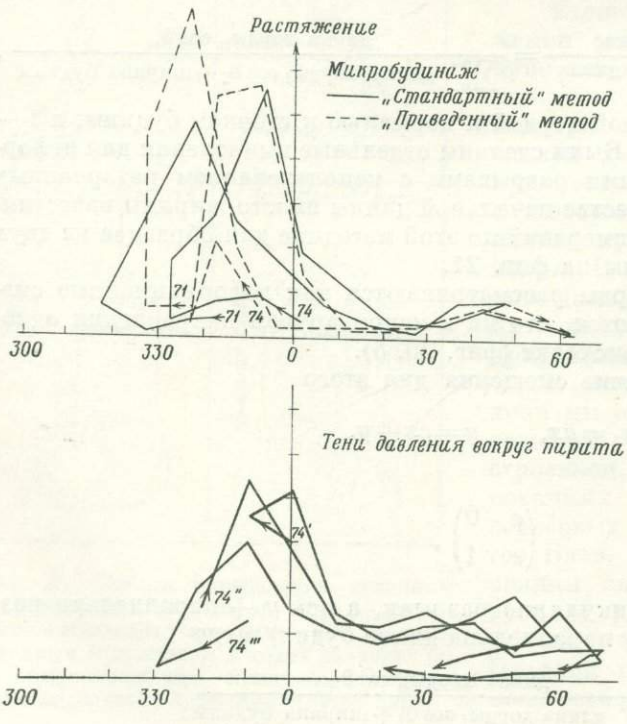
а ориентировка одной из главных осей приращения деформации — из уравнения

$$\operatorname{tg} 2\phi_n = \frac{2ac}{a^2-c^2-1},$$

где ϕ_n — отрицательный угол между осью деформации и нормалью к трещине.

Результаты, полученные обоими методами для образцов из участков 71 и 74, нанесены на фиг. 21. Результаты по участкам приемлемо совпадают; в каждой группе есть раннее обращение ориентировки (изгиб волокон) и значительный поворот по часовой стрелке с сильным ранним пиком между северным и северо-западным направлением и более слабым поздним пиком в северо-восточном направлении. Есть некоторое расхождение в ориентировке ранних пиков, но все они лежат между северным и северо-западным направлениями. Из этих графиков очевидно, что наибольшее растяжение имело место между северным и северо-западным направлениями, несмотря на то, что видимая линейность, параллельная пику позднего растяжения, ориентирована в северо-восточном направлении.

Приращения деформации определялись по геометрии волокон в тенях давления возле криноидей, которые рассматривались как жесткие тела (они не испытали заметных деформаций или сильного двойникования). Приращения деформации вычислялись путем измерения длины волокон, как



Фиг. 21. Изменение величины приращения растяжения с изменением направления этих главных растяжений согласно описанным в тексте методикам.

Данные по лейасовым известнякам и известковистым сланцам из Лейтрона кантон Вале, Швейцария, корневая зона покрова Моркле. Масштаб приращения дан в единицах $e_1 = 0{,}1$.

показано на фиг. 20, *в*. Средние приращения деформации для последовательных 10°-ных интервалов нескольких волокон в 10 образцах дали результаты, очень сходные с данными по микробудинажным жилам, за исключением того, что ранний северо-северо-западный пик оказался несколько слабее. Различия можно объяснить воздействием высокой температуры, существовавшей во время растяжения в северо-северо-западном направлении (температура гомогенизации жидких включений в волокнах кальцита равна примерно 400° С). Эта высокая температура могла привести к понижению растворимости кальцита и к замедлению скорости его растворения и перераспределения.

Волокна в тенях давления вокруг члеников криноидей регистрировали растяжения меньшие, чем во вмещающей породе, по-видимому, вследствие облегченного течения массы породы вблизи концов обломков. Направленность волокон считается довольно достоверным индикатором направления течения в самой массе породы, поскольку изометричная форма частиц может вызвать только очень малое дифференциальное вращение обломков относительно основной массы вмещающей породы.

Величины главных приращений деформации определялись также по теням давления вокруг фрамбоидального пирита.

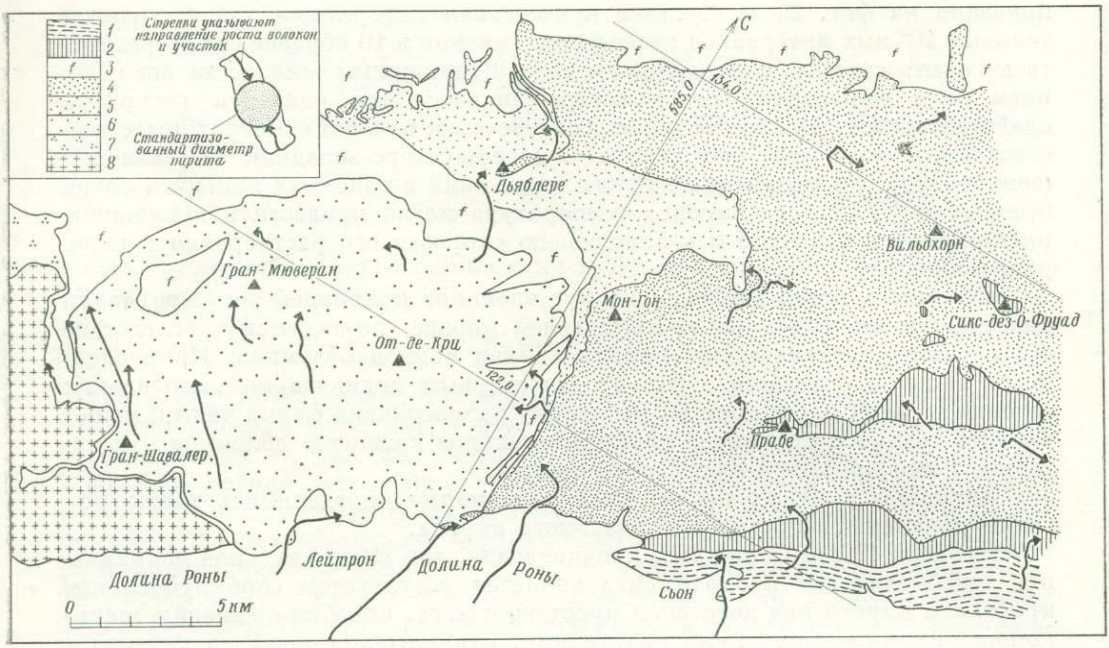
Ферберн [20] и Спрай [48] предполагали, что сигмоидальное искривление теней давления около пирита является результатом «прокручивания» кристалла пирита под действием простого сдвига, подобно вращению шарикоподшипника между двумя пластинами. Эта интерпретация не учитывает того, что полная относительная пара сил скалывания не может быть приложена к сферическому объекту сплошной деформирующейся основной массой породы и что эта масса приходит в соприкосновение с пиритом только на нескольких процентах площади его поверхности. Искривления волокон, вызываемые прокручиванием, представляют непараллельные завитки и не соответствуют ни одной особенности наших образцов, а процесс простого сдвига не может дать удовлетворительного объяснения искривлениям, видимым в сечениях *XY*, сложности искривлений (в особенности ступенчатых изломов и изгибов) или различий в радиусах кривизны, видимых в сечениях *XY* и *XZ*. Волокна трассируют пути смещения внешней границы по мере ее отхода от пирита (фиг. 12, антитаксиальный рост). Как указывал Хиллс [27, стр. 130], наиболее вероятное объяснение волокон заключается в их параллельности направлению растяжения вмещающих пород.

Приращения деформации растяжения были вычислены для трех образцов из Лейтрона с помощью методики, исходившей из предположения о параллельности волокон приращению удлинения (фиг. 20). Используя средние длины последовательных 10°-ных хорд волокон, n-е приращение растяжения можно определить как

$$\text{приращение } e_{1n} = \frac{\text{длина хорды}_n}{\sum_0^{n-1} \text{длина хорды}_i \cos\theta_i + \text{радиус пирита}},$$

где θ_i — угол между i-й хордой и n-й хордой. Результаты по величине и ориентировке очень сходны с полученными для тех же мест по теням давления вокруг члеников криноидей. Волокна вокруг масс пирита показывают для последних стадий растяжения изгиб к северу примерно на 65°, не обнаруживающийся при анализе приращения деформаций по микробудинажу. Это связано с большей чувствительностью к приращению деформаций у теней давления вокруг пирита.

История регионального растяжения части Гельветских Альп. В масштабе шлифа проявления аналогичных текстур растяжения обнаруживают согласующиеся искривления волокон. Из анализа различных образцов и разных типов волокнистых текстур получаются также согласующиеся данные



Фиг. 22. Схема изменения характера приращения главного растяжения в нескольких участках западных Гельветских покровов по данным измерения волокон в тенях давления вокруг агрегатов фрамбоидального пирита.

1 — фронтальные Пеннинские покровы; *2* — Ультрагельветские покровы. Гельветские покровы (*3*—*6*); *3* — Гельветский флиш; *4* — покров Вильдхорн; *5* — покров Дьяблере; *6* — покров Моркле; *7* — автохтонный чехол; *8* — автохтонное основание.

о нарастающей деформации. В региональном масштабе, однако, характер последней от места к месту меняется.

На фиг. 22 для иллюстрации таких региональных вариаций альпийской истории растяжения приведены схематические данные об ориентировке волокон из теней давления вокруг пирита по 28 участкам Гельветских Альп. Для интерпретации этой картины следует учесть, что стрелки дают представление об изменении ориентировки осей растяжения во времени, а не о направлении движения пород, и там, где фиксируются резкие изменения ориентировки волокон на 90°, поворот направо или налево принимается чисто произвольно. Возможно, эти внезапные изменения ориентировки приращений означают, что на некоторой стадии приращения деформации по максимальной и промежуточным осям уравнивались и менялись положениями во время следующего эпизода приращения.

По всей площади, показанной на фиг. 22, отмечаются сложные изменения ориентировки приращения удлинений: в некоторых участках постепенные, а в некоторых — резкие. По-видимому, здесь существуют три области, в пределах которых формы волокон сравнимы: 1) центр покрова Моркле; 2) фронт и нормальное крыло покрова Моркле, покров Дьяблере и южная половина покрова Вильдхорн; 3) Лейтрон и северная половина покрова Вильдхорн.

Наиболее длинные тени давления обнаружены в участке опрокинутого мальмского известнякового корня покрова Вильдхорн, где конечное удлинение X превышало 17,0 (т. е. $>1600\%$). Наименьшие тени давления и самые низкие значения главных максимальных удлинений приурочены к фронтам покровов.

На противоположных сторонах депрессии Вильдштрубель на соответствующих тектонических уровнях покровных масс волокна имеют согласую-

щиеся предпочтительные ориентировки и симметричны относительно линии северо-запад — юго-восток, проходящей через депрессию.

Данные фиг. 22 указывают на поразительную особенность — субпараллельность удлинения простиранию Гельветской цепи в центральной и фронтальной частях покрова Вильдхорн; это может быть результатом продольного растяжения внешней дуги цепи после того, как породы были выжаты через депрессию между Эгюий-Руж и Аарским массивом.

На основании характерных геометрических особенностей искривления волокон, таких, как изгибы и изломы, можно попытаться осуществить хронологическую корреляцию между соседними участками. Такая корреляция позволит установить меняющееся пространственное распределение деформации во времени. Фиг. 22 наводит на мысль, что растяжение началось в покрове Вильдхорн в направлении север — юг, затем последовало растяжение в направлении северо-запад—юго-восток, которое особенно сильно было выражено в покрове Моркле, и, наконец, произошло незначительное растяжение, ориентированное в северо-северо-восточном — юго-юго-западном или в северо-восточном — юго-западном направлении почти во всех покровах. Такая картина движения согласуется с выводами, сделанными на основании данных обширных структурных и стратиграфических исследований [33, 3, 1, 59], согласно которым деформация мигрировала вниз или на северо-запад через область современных Гельветских покровов.

Данные о волокнах на поверхностях разрывов были получены при изучении крупных взбросов в покрове Дьяблере. Направления волокон коррелируются с поздними приращениями регионального плана, свидетельствуя о довольно позднем развитии взбросов в истории пластического течения.

Выводы. Для полного понимания эволюции и кинематического развития тектонической деформации необходимо иметь информацию о том, как происходит становление конечной деформации при наложении последовательных приращений деформации. В настоящей статье описаны геометрические формы кристаллов, которые вырастают в жилах и зонах теней давления вокруг объектов, сопротивляющихся пластическому течению (гальки, обломки фауны, кристаллы пирита) во время региональной деформации. Форма таких кристаллов (кальцит, кварц, хлорит, стильпномелан, альбит) специфична — все они волокнистые или игольчатые, т. е. имеют аномальный габитус. Кристаллические иглы часто искривлены; по-видимому, их форма обусловлена изменением ориентировки приращения деформации во время роста. Установлено несколько характерных особенностей, зависящих от типа кристаллов и состава вмещающих пород; эти особенности были использованы для определения природы приращения деформаций. Описана методика преобразования общих наблюдений по морфологии кристаллов в точные способы измерения ориентировки и оценки главных осей приращения деформации.

Во многих случаях штриховатость на поверхностях скольжения природных разрывов является результатом роста игольчатых кристаллических волокон и не связана с механическим обдиранием боков разрыва и последующим растиранием обломков между движущимися стенками. Рост волокнистого кристаллического материала происходит в пространстве, приоткрывающемся в процессе движения вдоль неправильной поверхности разлома, и ведет к образованию перекрывающих друг друга агрегатов волокон. Ориентировка этих кристаллов дает возможность установить историю формирования разрыва.

С помощью одной и той же методики изучалась часть Гельветских Альп Швейцарии. Было измерено много кристаллов из жильных выполнений, из теней давления возле фаунистических остатков и вокруг кристаллов пирита. Для каждого участка устанавливаемые картины сопоставимы, но

от участка к участку (и в особенности от покрова к покрову) характер приращения деформаций меняется. В самых верхних покровах выявляются ранние фазы деформации, отсутствующие в нижних покровах; при этом деформация, по-видимому, мигрирует к северо-западу. В верхних покровах картина приращения деформации сложнее, чем в нижних. Нижние покровы были, вероятно, ограничены сбоку и снизу, тогда как верхние покровы были ближе к поверхности и могли скользить под влиянием силы тяжести менее упорядоченно. Наибольшие приращения деформации свойственны породам, обнаруживающим наибольшие конечные деформации и располагающимся обычно в опрокинутых крыльях больших лежачих складок, тогда как наименьшие приращения деформации обнаружены в шарнирных зонах этих складок. На сравнимых тектонических уровнях по сторонам депрессии Вильдштрубель приращения деформации характеризуются зеркальной симметрией, возможно, связанной с тем, что течение преимущественно проходило через эту депрессию. Во фронтальной части покрова Вильдхорн поздние приращения параллельны фронту покрова, что, по-видимому, лучше всего интерпретируется как результат расходящегося течения покрова после прохождения его через зону депрессии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Badoux H.*, Notice explicative, Monthey sheet, Atlas géologique de la Suisse, 1960.
2. *Badoux H.*, Les bélemnites tronçonnées de Leytron, Valais, Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., **138**, pp. 1—7, 1963.
3. *Badoux H., Bonnard E. G., Burri M., Vischer A.*, Atlas géologique de la Suisse, St. Léonard, sheet 35, 1959.
4. *Bateman A. M.*, Economic mineral deposits, New York, John Wiley and Sons, 916 p., 1959.
5. *Becker G. F., Day A. L.*, The linear force of growing crystals, Proc. Wash. Acad. Sci., **7**, pp. 283—288, 1905.
6. *Becker G. F., Day A. L.*, Note on the linear force of growing crystals, Journ. Geol., **24**, pp. 313— 333, 1916.
7. *Berner R. A.*, Sedimentary pyrite formation, Am. Journ. Sci., **268**, pp. 1—23, 1970.
8. *Billings M. B.*, Structural Geology, Englewood Cliff, N. J., Prentice-Hall, 514 p., 1954.
9. *Brehler B.*, Über das Verhalten gepresster Kristalle in ihrer Lösung, Neu, Jahrb. Mineral., pp. 110—131, 1951.
10. *Cloos E.*, Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., 58, pp. 843—918, 1947.[см. русский перевод: *Клоос Э.*, Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд, в кн. «Вопросы структурной геологии», ИЛ, М., 1958].
11. *Cloos E.*, Microtectonics along the western edge of the Blue Ridge, Maryland and Virginia, Baltimore, Johns Hopkings Univ. Press, 234 p., 1971.
12. *Correns C. W.*, Über die Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft, Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., **11**, pp. 81—88, 1926.
13. *Correns C. W.*, Growth and dissolution of crystals under linear pressure, Disc. Faraday Soc., 5, pp. 267—271, 1949.
14. *Correns C. W., Steinborn W.*, Experimente zur Messung und Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft, Z. Krist., **101**, pp. 117—133, 1939.
15. *Daubrée A.*, Etudes synthétiques de géologie experimentale, Paris, Dunod, 478 p., 1879.
16. *Donzeau M.*, Etude structurale dans le Paléozoique des Monts D'Ougarta, Thèse, 3ème Cycle, Fac. des Sci. Orsay, 55 p., 1971.
17. *Durney D. W.*, Deformation history of the western Helvetic Nappes, Valais, Switzerland, Ph. D. thesis, London Univ., 372 p., 1972a.
18. *Durney D. W.*, Solution transfer, an important geological deformation mechanism, Nature, **235**, pp. 315—317, 1972b.
19. *Duvernoy G.*, Die ausdehnende Wirkung der Kristallisationskraft,Neu. Jahrb. Mineral., pp. 781—821, 1852.
20. *Fairbairn H. W.*, Pressure shadows and relative movements in a shear zone, Trans. Am. Geophys. Union, **31**, pp. 914—916, 1950.
21. *Farrand M.*, Framboidal sulphides precipitated experimentally, Mineral. Deposita, 5, pp. 237—247, 1970.
22. *Flinn D.*, On folding during three dimensional progressive deformation, Quart. Journ. Geol. Soc., **118**, pp. 385—433, 1962.

23. *Gay N. C.*, The formation of step structures on slickensided shear surfaces, Journ. Geol., 78, pp. 523—532, 1970.
24. *Goguel J.*, Traité de tectonique, Paris, Masson, 383 p., 1952.
25. *Harker A.*, On slaty cleavage and allied rock structures, Br. Assoc. Adv. Sci. 55th meeting, pp. 813—852, 1885.
26. *Hills E. S.*, Outlines of structural geology, London, Methuen, 182 p., 1953 [см. русский перевод: *Хиллс Е.*, Очерки структурной геологии, ИЛ, М., 1954].
27. *Hills E. S.*, Elements of structural geology, New York, John Wiley and Sons, 483 p., 1963. [см. русский перевод: *Хиллс Е. Ш.*, Элементы структурной геологии, «Недра», М., 1967].
28. *Klocke F.*, Beobachtungen und Bemerkungen über das Wachstum der Kristalle, Neu. Jahrb. Mineral., pp. 369—392; 571—581, 1871.
29. *Lavalle M.*, Recherches sur la formation lente des cristaux à la température ordinaire, Comptes Rendus, Paris, **36**, pp. 493—495, 1853.
30. *Lehmann O.*, Flüssige Kristalle sowie Plastizität von Kristallen im Allgemeinen, Leipzig, Engelmann, 267 p., 1904.
31. *Love L. G.*, Micro-organisms and the presence of syngenetic pyrite, Quart. Journ. Geol. Soc., **113**, pp. 429—440, 1957.
32. *Love L. G.*, Early diagenetic iron sulphide in recent sediments of the Wash, Sedimentol., **9**, pp. 327—352, 1967.
33. *Lugeon M.*, Atlas géologique de la Suisse, Diablerets, Notice explicative, 1940.
34. *Mugge O.*, Bewegungen von Porphyroblasten in Phylliten und ihre Messung, Neu. Jahrb. Mineral. Geol. Palaeontol., **61**, pp. 469—520, 1930.
35. *Pabst A.*, Pressure shadows and the measurement of orientations of minerals in rocks, Am. Mineral., **16**, pp. 55—61, 1931.
36. *Paterson M. S.*, Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble, Geol. Soc. Am. Bull., **69**, pp. 465—476, 1958.
37. *Price N. J.*, Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock, London, Pergamon, 176 p., 1966.
38. *Ramsay J. G.*, Folding and fracturing of rocks, New York, McGraw-Hill, 568 p., 1967a.
39. *Ramsay J. G.*, A geologist's approach to rock deformation, London, Imperial College, 21 p., 1967b.
40. *Ramsay J. G.*, The measurement of strain and displacement in orogenic belts, in: Time and place in orogeny, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 3, pp. 43—79, 1969.
41. *Ramsay J. G., Graham R. H.*, Strain variation in shear belts, Can. Journ. Earth Sci., **7**, pp. 786—813, 1970.
42. *Rickard D. T.*, The microbiological formation of iron sulphides, Stockholm Contrib. Geol., **20**, pp. 49—66, 1969.
43. *Riecker R. E.*, Fault plane features, Journ. Sed. Petrol., **35**, pp. 746—748, 1965.
44. *Roering C.*, The geometrical significance of natural en-echelon crack arrays, Tectonophysics, **5**, pp. 107—123, 1968.
45. *Shainin V. E.*, Conjugate sets of en-echelon tension fractures in the Athens limestone, Geol. Soc. Am. Bull., **61**, pp. 509—517, 1960.
46. *Sorby H. C.*, On the origin of slaty claevage, Edinb. New Philos. Journ., **55**, pp. 137—148, 1853.
47. *Sorby H. C.*, On the application of quantitative methods to the study of rocks, Quart. Journ. Geol. Soc., **64**, pp. 171—232, 1908.
48. *Spry A.*, Metamorphic textures, London, Pergamon, 350 p., 1969.
49. *Stočes B., White C. H.*, Structural geology, London, Macmillan, 460 p., 1935.
50. *Taber S.*, The growth of crystals under external pressure Am. Journ. Sci., **12**, pp. 532—556, 1916.
51. *Thompson W., Tait P. G.*, Treatise on natural philosophy, Gambridge Univ. Press, 730 p., 1879.
52. *Tjia H. D.*, Slickensides and fault movements, Geol. Soc. Am. Bull., **75**, pp. 683—686, 1964.
53. *Trümpy R.*, Sur les racines des nappes Helvétiques, Soc. Géol. France, Livre à la mém. du Prof. Paul Fallot, pp. 419—428, 1961.
54. *Wickham J. S., Elliott D.*, Rotation and strain history in folded carbonates, Front Royal area, northern Virginia, Trans. Am. Geophys. Union, **51**, p. 422, 1970.
55. *Wilson G.*, The tectonic signigicance of smallscale structures, Bull. Soc. Géol. Belg., **84**, pp. 423—548, 1961.

МЕХАНИКА РЕГРЕССИВНОГО БЛОКОВОГО СКОЛЬЖЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ РАЗВИТИЯ ОПОЛЗНЯ ТЕРНАГЕЙН-ХАЙТС, АНКОРИДЖ, АЛЯСКА [1]

Б. Войт [2]

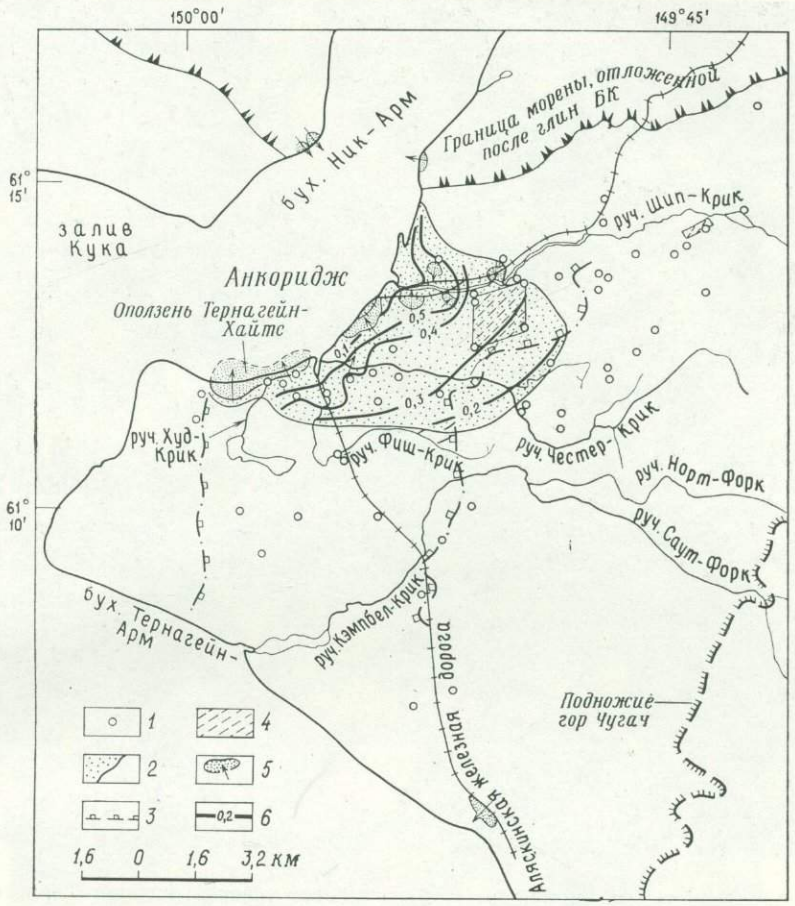
> Сильное землетрясение сразу разрушает все наши старые представления: сама земля, это воплощение устойчивости, вдруг начинает шататься под ногами, как тонкая корка, покрывающая жидкость; за одну секунду в уме поселяется непривычная мысль о ненадежности нашего существования — мысль, которая не могла бы возникнуть даже после долгих часов размышлений.
> *Ч. Дарвин, Путешествие на «Бигле».*

Перемещения в геологических средах, вызванные силой тяжести, характеризуются непрерывной последовательностью масштабов: от движения отдельной частицы вниз по склону и, возможно, до движений глобального масштаба [5, 15, 16, 23, 24, 25]. Масштаб явлений, рассмотренных в этой статье, только слегка ограничен, так как бесспорными геологическими данными доказано, что гравитационное блоковое скольжение, наблюдаемое в простых лабораторных экспериментах, существует и в масштабе горных цепей. Можно показать, что влияние масштаба существенно, однако к кинематике и динамике блокового скольжения необходимо подходить независимо от масштаба с одних и тех же основных позиций.

Цель настоящего очерка двоякая: 1) обсудить некоторые принципы механики применительно к блоковому скольжению, а также провести обзор гео-

[1] Я чрезвычайно благодарен Р. Шолтену за его любезное приглашение быть одним из соавторов этой книги, за его поддержку и терпение при редактировании сумбурно написанной рукописи, но более всего — за его заразительный и неустанный энтузиазм в поисках во время будничной этой работы геологического открытия. Мое согласие было звтоматическим: родившись в Новой Голландии, проработав почти целый десяток лет среди пенсильванских голландцев, а затем — в последнее время — среди делфтских голландцев, я отнесся к этому приглашению в основном как к возможности отдать дань уважения соотечественнику, которому посвящена книга. Я благодарен Ж. Дози за то, что он пригласил меня в Геологическую лабораторию Делфтского технологического университета и за его трогательное гостеприимство, проявленное ко мне во время моих занятий там. Я признателен другим моим коллегам в Делфте, в особенности Ф. Костеру и А. Гулдемонд за разнообразную помощь. В подборе иллюстраций мне помогали мои дочери Лиза и Барбара и их друзья Р. Сирл и М. Эшер; чертежные работы были выполнены Дж. Свэнинком, а фотоработы — А. Фейссеном. Выражаю свою признательность следующим лицам, участвовавшим в полезных дискуссиях по проблеме оползня Тернагейн-Хайтс: С. Хардингу (Береговая и геодезическая служба США), А. Веринскому (ПАН, Варшава), проф. Х. Дёйстеру и инженеру Г. Войтусу ван Хамме (Рейсвейк), Э. Висвату (Гаага). Государственный геотехнический институт в Стокгольме недавно провел исследования на оползне Скетторп, и представленный отчет ясно показал, до какой степени многие приведенные в этой статье доводы были предвосхищены 20 лет назад С. Оденстадом. Я с признательностью отмечаю важность обсуждений, проведенных по этим вопросам с В. Пирсом,— обсуждений, которые касались проблемы надвига Харт-Маунтин и других аналогичных тем. Контакт, начавшийся в 1965 г. с руководством геологической практики Пенсильванского университета на полевой базе Исследовательской ассоциации Йеллоустон-Бигхорн в Ред-Лодже (штат Монтана), дал мне возможность неоднократно наблюдать развитие крупных трещин отрыва в этом районе; я хотел бы выразить в связи с этим признательность моим сотрудникам из обеих организаций. Наконец, я благодарен членам моей семьи за их исключительное терпение, с которым они относились ко мне, когда я бился — в обычном для таких случаев плохом настроении — над этой рукописью во время отпуска, который, как предполагалось, должен был быть «фролейк Пасен» (веселыми пасхальными каникулами) в Схевенингене.

[2] Университет штата Пенсильвания, факультет наук о Земле, Юниверсити-Парк, Пенсильвания; Делфтский технологический университет, Нидерланды.



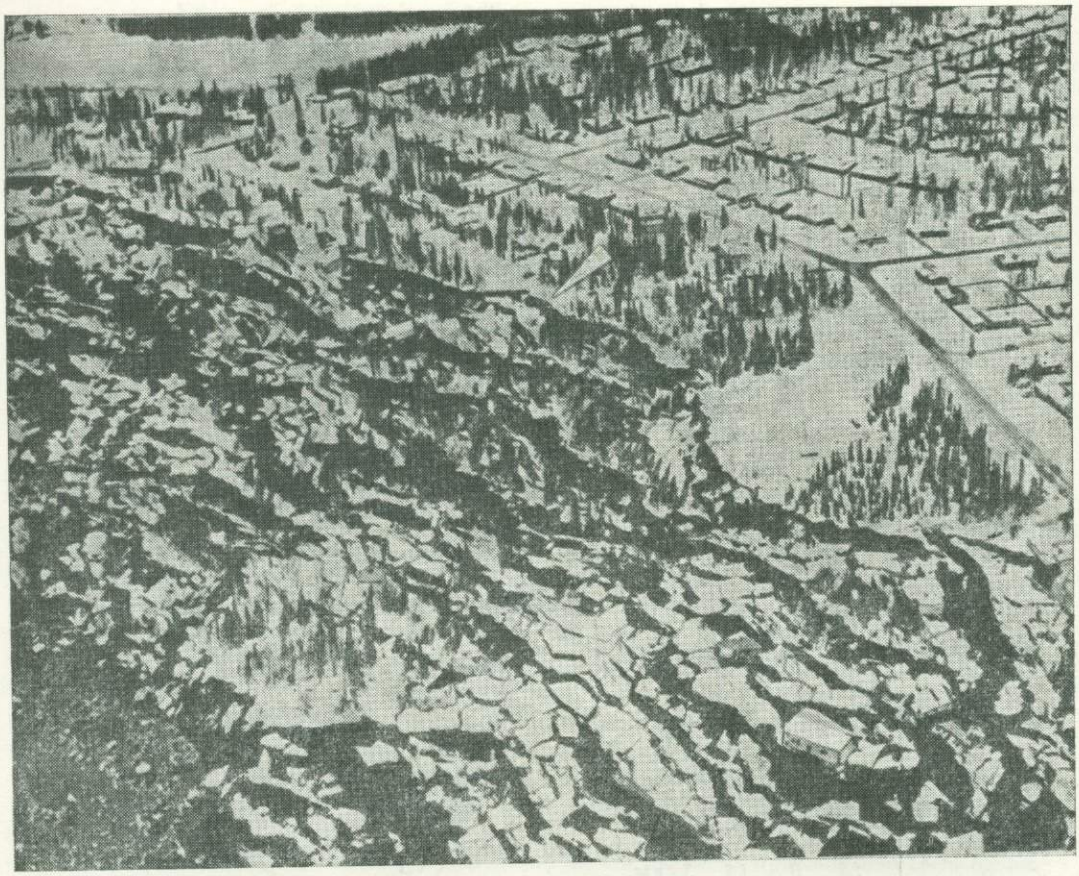
Фиг. 1. Карта Анкориджа, Аляска, и его окрестностей, на которой показано местоположение оползня Тернагейн-Хайтс и других важнейших оползней (частый крап).

Контуры проседания грунта (в футах), основанные на данных по буровым скважинам [30], указывают на уплотнение пород. Эти контуры ограничивают площадь (светлый крап), на которой в результате землетрясения произошло повышение подверхностного порового давления (так называемая низкопрочная область замкнутого разжижения). Глины БК — глинистая толща Бутлеггер-Коув. *1* — скважины; *2* — площадь замкнутого разжижения; *3* — контуры распространения глин БК; *4* — поле скважин; *5* — оползни; *6* — изолинии относительного опускания.

логических факторов, имеющих существенное значение для понимания роли силы тяжести в развитии структур блокового скольжения, и в связи в этим 2) описать пример хорошо изученной структуры, образовавшейся при регрессивном блоковом скольжении.

Я выбрал для примера историческое событие; я думаю, что вместо того, чтобы брести на ощупь в темных глубинах геологического времени, разумнее изучить структуру, для которой известны некоторые начальные и промежуточные, а также конечные условия, проведены измерения свойств и поведения вещества и записаны отчеты очевидцев процесса деформации и связанных с ним явлений. Именно поэтому здесь анализируется оползень на холмах Тернагейн [1] — структура, по геологическим стандартам скромная, но все же имеющая длину около 2,6 км и объем около $9{,}6 \times 10^6$ куб. м, что представляет собой весьма впечатляющее явление с точки зрения исследователя механики грунтов. Некоторые особенности этого оползня кажутся

[1] Тернагейн, или «Тернагейнские холмы» (Тернагейн-Хайтс),— прибрежный район Анкориджа — морского порта на юге Аляски.— *Прим. перев.*



Фиг. 2. Аэрофотоснимок (вид на восток) восточного участка оползня Тернагейн-Хайтс (фото Береговой и геодезической службы США).

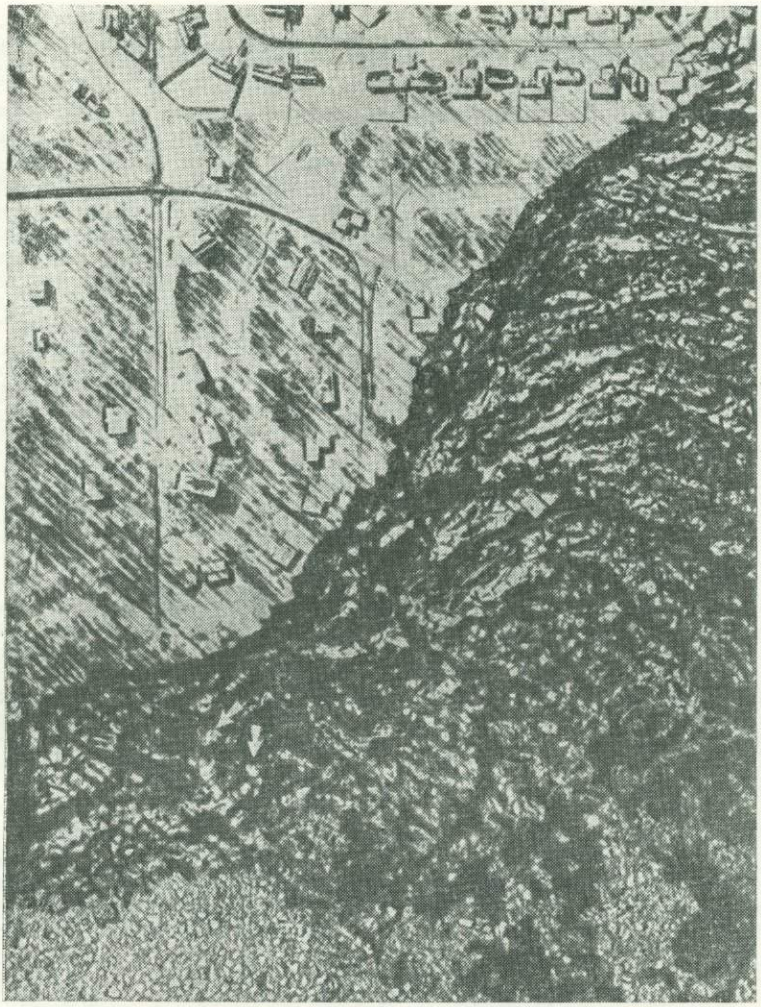
Белое — покрытая снегом земля. На переднем плане видны большие оползшие блоки и более узкие блоки, представляющие собой глиняные валы (черное). Стрелкой показано пересечение улиц Мак-Колли-авен ю и Тернагейн-Паркуэй.

нам аналогичными тем, которые характерны для структур как меньшего, так и большего размера, и для изучения таких структур могут быть, по-видимому, применены использованные здесь методы анализа. Мы кратко рассмотрим эту возможность в одном из разделов статьи.

Оползневая область Тернагейн-Хайтс. Крупнейший и самый опустошительный оползень в районе Анкориджа произошел вдоль гряды береговых обрывов, обращенной к входу в бухту Ник-Арм в заливе Кука, на юге центрального района Аляски, и был прямым результатом землетрясения в заливе Принс-Вильям [1] 27 марта 1964 г. (фиг. 1).

Около 53 га поверхности было вовлечено в сложную, на первый взгляд беспорядочную, картину смещения, характеризовавшуюся значительным горизонтальным скольжением и растеканием материала берегового уступа в направлении залива (фиг. 2, 3). Величина смещения составила ~ 610 м [6]. Оползень образовал несколько обширных участков (фиг. 4): западный участок (фиг. 2) продвинулся в регрессивном движении максимально на ~ 370 м, а восточный участок (фиг. 3) — район жилых домов, где 75 домов было разрушено и погибло три человека,—примерно на 185 м. Позади откоса, воз-

[1] Магнитуда по пересмотренной шкале Рихтера 8,5; эпицентр располагался в 120 км на восток — юго-восток от Анкориджа; область высвобождения сейсмической энергии определена полосой эпицентров афтершоков; она протягивается примерно на 1120 км в юго-западном направлении от залива Принс-Вильям к острову Кодьяк [20].



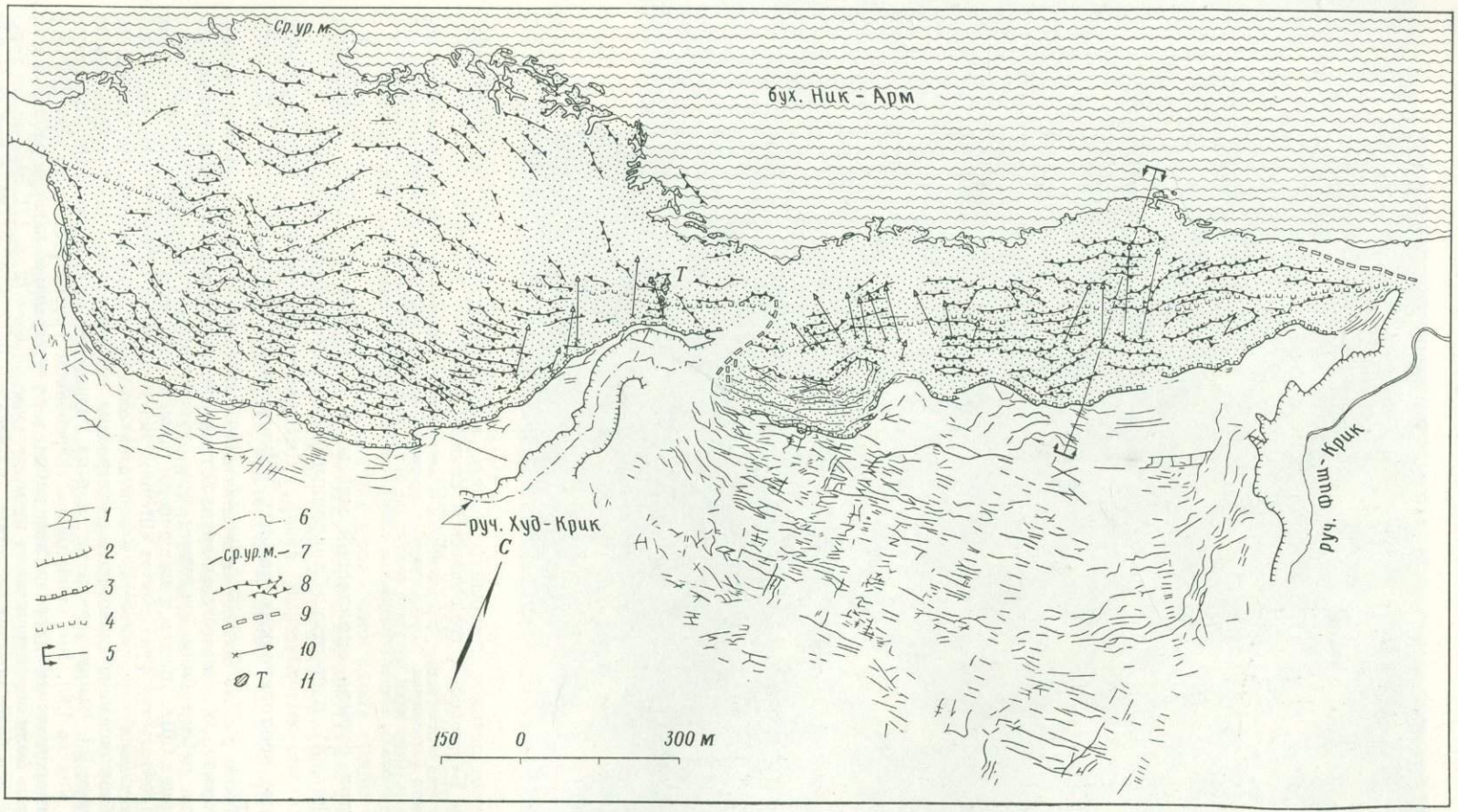
Фиг. 3. Аэрофотоснимок восточного фланга западного участка оползня Тернагейн-Хайтс (фото Береговой и геодезической службы США).

Белое — покрытая снегом земля; серое и черное — островерхие глиняные валы, широко развитые в центре правой части фотоснимка. Хорошо видные полосы на земле — тени, отбрасываемые деревьями при утреннем солнце. Стрелками показано положение дома, разорванного на две части и растащенного на расстояние около 20 м при образовании глиняного вала (показан знаком *T* на фиг. 4).

никшего при отрыве оползневой массы, в особенности позади восточного участка (фиг. 4), в грунте образовались многочисленные трещины.

Инженерно-геологический обзор. Детальное изложение региональных и локальных геологических данных приведено в других работах [1], поэтому

[1] Наиболее ранние исследования оползневых площадей в Анкоридже были выполнены сформированной для этой цели группой геологов, живущих в районе Анкориджа [3]. Последующие работы были проведены под руководством штаба окружного военного инженера армии США, причем к выполнению главной части этой работы была привлечена фирма по строительству фундаментов «Шеннон энд Уилсон» из Сиэтла. С важными выводами, касающимися строительства, можно ознакомиться в ряде отчетов [10, 17, 18, 19, 31]. Подробное описание геологического строения анкориджского оползневого района дано Хансеном [6]. Влияние землетрясения на гидрогеологические условия Анкориджа исследовал Уоллер [30]. Выполненные на современном уровне работы по четвертичной геологии и гидрогеологии анкориджского района и по четвертичной истории района залива Кука, которые были опубликованы ко времени землетрясения [2, 8, 11], послужили хорошей основой для более поздних геологических исследований [4, 7, 22, 26] и для изучения оползневых площадей.



Фиг. 4. Карта оползневой площади Тернагойн-Хайтс.

1 — характер расположения трещин позади оползня; *2* — ненарушенные уступы, а также «уступ» около ручья Худ-Крик, где рельеф пологий; *3* — новая линия уступов позади оползня; *4* — начальное положение уступов внутри оползневой площади; *5* — стрелками показана площадь, закартированная Миллером и Хансеном (см. [6]), с линией разрезов, помещенных на фиг. 6 настоящей статьи; *6* — временный водоток; *7* — пересечение оползневой массы (и смежной приливо-отливной полосы) с поверхностью среднего уровня моря (ср. ур. м.); *8* — валы, образованные оползшими блоками (показаны линиями с зубчиками по обеим сторонам), и откосы плосковерхних оползших блоков (линия с зубчиками на одной стороне); *9* — валы давления; *10* — векторы смещения; *11* — развалины дома; знаком *T* отмечен дом Л. Томаса мл. Данные *1* и *10* из работ [3, 6], другие данные получены главным образом на основе анализа топографии оползневой площади [6, лист 1].

Таблица 1

Обзор инженерно-геологических данных о глинах Бутлеггер-Коув [31, 18, 9]

Физические, физико-химические и минералогические свойства

Удельный вес: 2,7—2,8
Частицы размером <2 мк: 26—66%, в среднем ~42%
Пределы Аттерберга: предел текучести 22—48%, число пластичности 4—30% (в зоне высокой структурности средние значения равны ~32 и ~12% соответственно)
Индекс текучести: обычно <1, в структурной зоне ⩾1
pH поровой воды: 8,2—10,3
Эквивалент NaCl: 1—6 г/л (в морской воде 34 г/л)
Емкость поглощения обменных катионов: 5—11 мэ/100 г
Избыток катионов: $Ca^{2+} > Na^{+} > Mg^{2+}$
Минеральный состав: кварц, хлорит, иллит, полевой шпат
Ориентировка глинистых частиц: в зоне высокой структурности, вероятно, «случайная»

Прочность, жесткость и связанные с ними свойства

Прочность в невысушенном состоянии: меняется от 1 т/кв. фут (отм. +15 м) до 0,35 т/кв. фут (отм. 0) и до 0,6 т/кв. фут (отм. —9 м)
Прочность в перемятом состоянии: ~0,02 т/кв. фут
Прочность при циклической нагрузке: ~55% от статической прочности при 30 циклах (отм. +3 м)
Структурность: <5—60; 6% всех образцов имели структурность >20; мощность зоны высокой структурности обычно 6—9 м, зона тяготеет к отметке 0
Модуль сдвига: 330 т/кв. фут (жесткая глина), 100 т/кв. фут (мягкая структурная глина)
Сейсмическая скорость: 1600 м/с (в приповерхностных слоях песка и гравия 500 м/с, в подстилающих ледниковых отложениях 2400 м/с), в разнородной перемешанной оползневой массе 800 м/с
Степень уплотнения: *нормальная* в структурной зоне, *повышенная* в верхней жесткой зоне

Свойства линз песка и ила

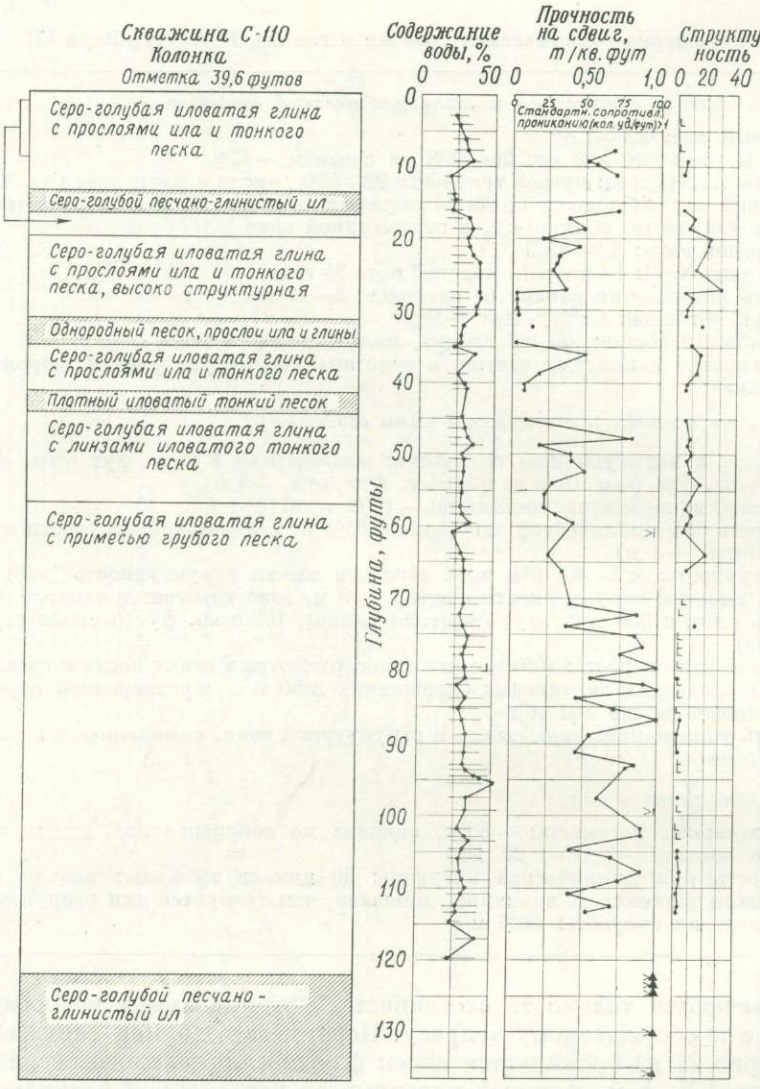
Относительная плотность: ~60%, оценена по сопротивлению прониканию
Размер частиц: ~0,02—0,20 мм
Прочность при циклической нагрузке: 30 циклов вызывают подъем начального порового давления до величины, меньшей, чем требуется для разрушения глины
Сейсмическая скорость: 1800 м/с

здесь отмечаются только те особенности, которые имеют непосредственное отношение к обсуждаемому вопросу. Поверхность холмов Тернагейн (высота примерно 21 м) бронируется слоем флювиогляциального песка и гравия мощностью 1,5—6 м, который перекрывает регионально распространенные морские отложения илистых глин со средней мощностью 30—46 м, содержащие спорадические и прерывистые прослои и линзы ила и тонкого песка (фиг. 1).

Эта толща, получившая название глин Бутлеггер-Коув [11][1], является причиной разрушительных оползней в окрестностях Анкориджа, и поэтому свойства этих пород усиленно изучались. Обзор физических свойств дан в табл.1, а типичная колонка буровой скважины представлена на фиг. 5. По физическим свойствам толща делится на три зоны. В центральной зоне максимальная «структурность» [2] совпадает с наименьшей прочностью; на холмах Тернагейн эта зона располагается между высотными отметками —3 и +7,5 м на восточном окончании оползня и между —3 и +10 м на его западном окончании. Линзы песка встречаются в глине на отметках от +3

[1] На некоторых картах и таблицах (например, на фиг. 1) они условно обозначены «глины *БК*».

[2] На жаргоне грунтоведов *структурностью* (англ. sensitivity) называется отношение прочностей невысушенного связного вещества в «ненарушенном» и «перемятом» состояниях.

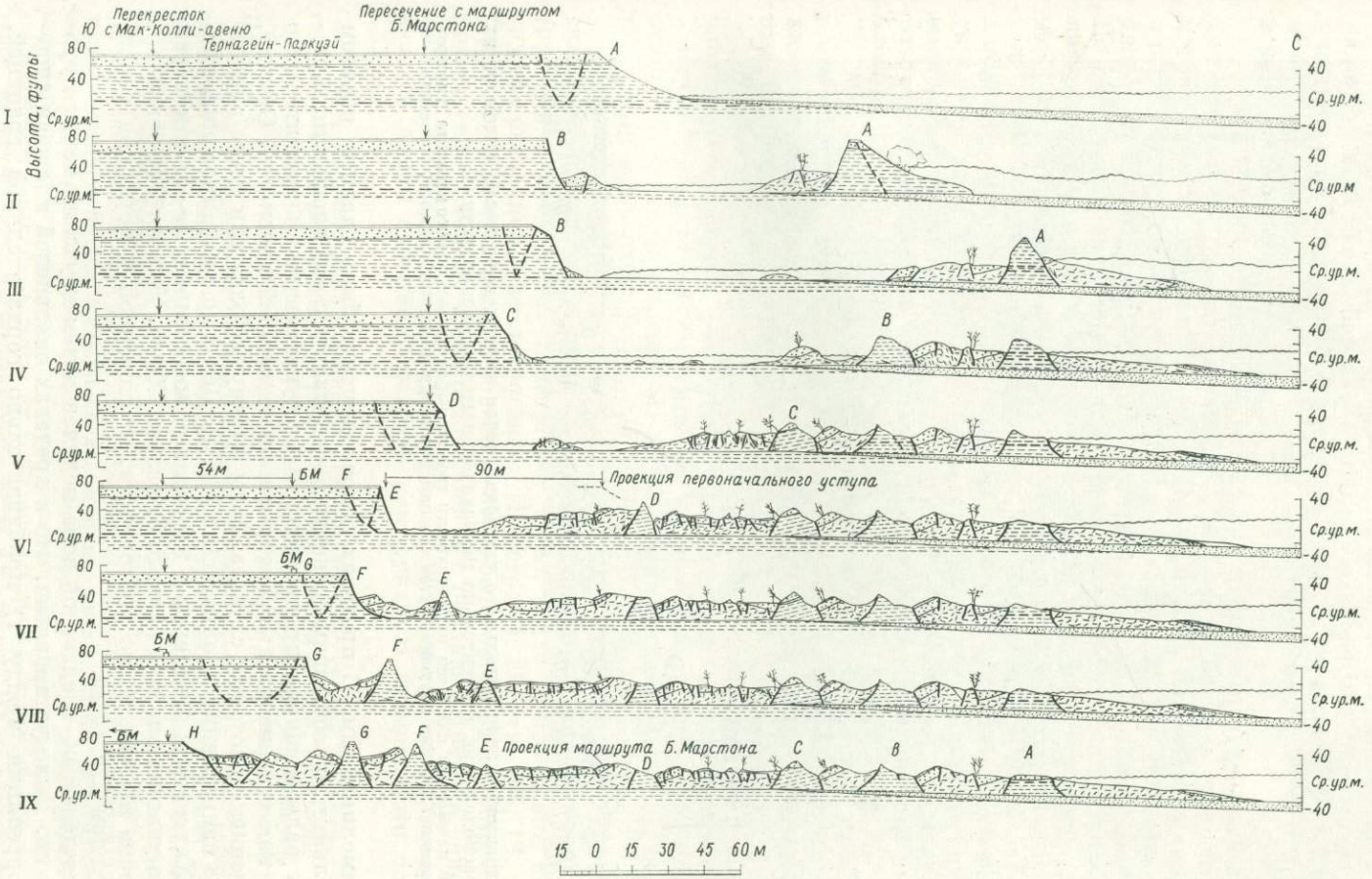


Фиг. 5. Типичная колонка буровой скважины на оползне Тернагейн-Хайтс [31].

Видно уменьшение прочности в интервале глубины 8,4—10,5 м; поверхность скольжения находится вблизи подошвы этой зоны. Скважина расположена на глиняном валу, связанном с блоком *F*, в 37,5 м к юго-западу от этого блока (фиг. 6, IX). Стандартное сопротивление прониканию обозначено треугольником и дано только для ила (в основании колонки). Содержание воды связано с пределами Аттерберга (предел текучести и число пластичности); зона высокой структурности грубо совпадает с зоной, где содержание воды больше предела текучести.

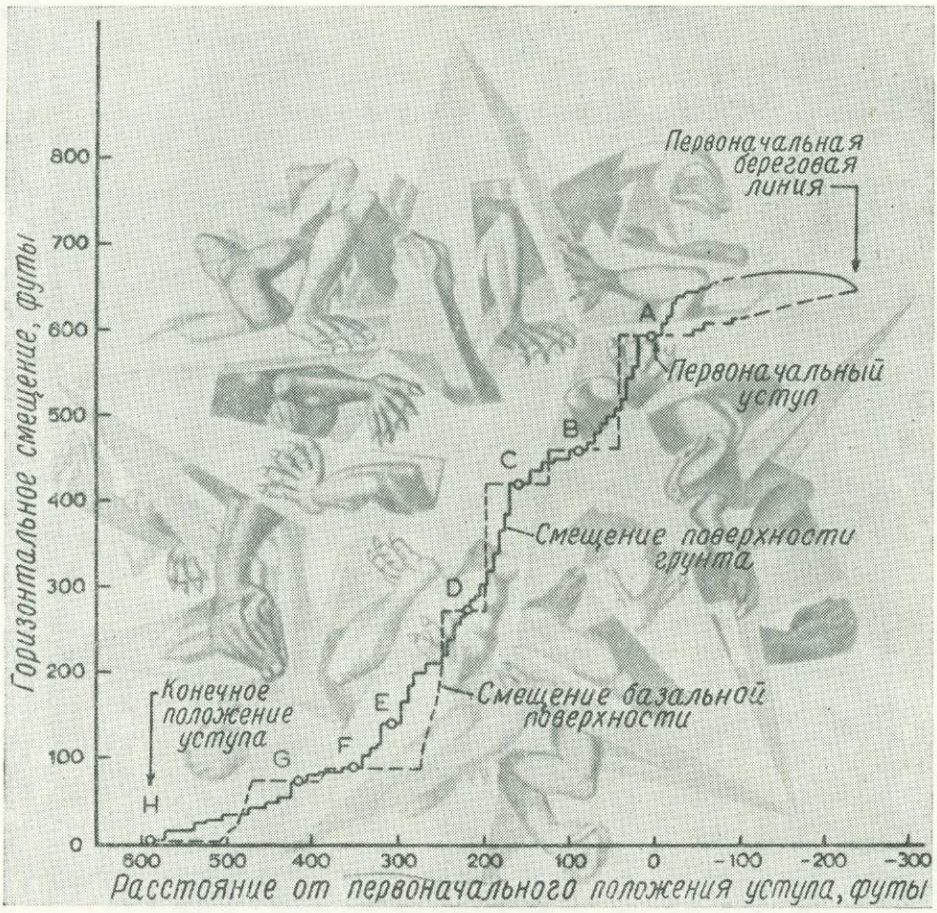
до +6 м на восточном конце и выше отметки 6 м на западном конце вместе с прослоями ила [18]. Перед линией уступов, в полосе отлива, поверхность скольжения была создана тонким, наклоненным к морю (2,5°) слоем эстуариевого ила, который и позволил передовому краю оползня соскользнуть в забитую льдом бухту Ник-Арм (фиг. 2, 6).

Характер деформаций и геометрия оползневой зоны. Деформация поверхности холмов Тернагейн-Хайтс характеризовалась развитием островерхих глиняных валов (горстов), чередующихся с лощинами проседания (грабенами) (фиг. 2); в лощинах слоистость сильно нарушена, а в островерхих блоках скольжения осталась, по-видимому, ненарушенной [6]. В смещенных валах слоистость приблизительно горизонтальна; следовательно, смещение былс



Фиг. 6. Разрезы через восточный участок оползня Тернагейн-Хайтс, приблизительно параллельные улице Тернагейн-Паркуэй (см. фиг. 4).

Последовательность эпизодов регрессивного развития оползня гипотетическая, но реконструированная на основе разреза IX (ср. [6, лист 2]) и наблюдений очевидцев. Буквами *БМ* на разрезах V — IX отмечено положение Б. Марстона в моменты времени, указанные в табл. 2. Темным и светлым крапом показаны соответственно ледниковые зандры и приливо-отливные илы; глины Бутлеггер-Коув в сравнительно ненарушенных зонах показаны горизонтальной штриховкой, а в зонах повышенной деформации (например, в пластичных клиньях)— пересекающимися линиями. Ср. ур. м. — средний уровень моря.



Физ. 7. Зависимость горизонтального смещения точек внутри оползневой массы от их прежнего расположения относительно первоначального положения уступа.

Представлены данные как для точек на поверхности грунта, так и для базального контакта с поверхностью скольжения. Кривые получены путем анализа реконструированных разрезов, показанных на фиг. 6.

почти прямолинейным. В пределах валов смещение было главным образом поступательным, с небольшим вращением в горизонтальной плоскости; в разделяющих валы лощинах проявлялись и поступательные, и вращательные движения как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскости. Обычно, за исключением некоторых случаев, валы вытянуты более или менее перпендикулярно направлению скольжения (фиг. 4). Детальное картирование, проведенное Хансеном и Миллером в пределах полосы шириной ~ 37 м поперек восточного участка оползня (фиг. 3, 6, разрез IX; ср. [6, лист 2]), показало, что смещение произошло по поверхности, наклоненной к морю под максимальным углом 2,2° (4%).

Ряд сведений об оползневой зоне получен путем изучения керна буровых скважин. Было установлено, что в пределах оползневой площади существует корреляция между 1) приблизительно горизонтальной границей, разделяющей зоны низкой и относительно высокой прочности (фиг. 5, глубина 8,1—10,8 м); 2) положением зон глины, имеющих меньшую прочность, чем аналогичные материалы на тех же высотных отметках вне оползневой площади (фиг. 5, глубина около 9 м), и 3) тонкой нарушенной зоной перемешанной глины и песчано-илистых прослоев. Сид и Уилсон [18] сделали вывод,

что главная поверхность скольжения имела высоту около +2,4 м у задней границы восточного участка (фиг. 2) и была слегка наклонена к первоначальному положению береговой линии. Подобная поверхность на западном участке имела высоту +3 м (средний наклон 2,2°) и поднималась к западному краю до +6 м, где обнажилась область «тектонической денудации» площадью в четверть акра [6, фиг. 43].

Реконструкция смещений. Используя подробный разрез через оползневую площадь [6, лист 2] и сведения о прежней топографии местности и о геометрии главной поверхности скольжения, можно, опираясь на соображения о постоянстве объема, реконструировать первоначальное положение главных блоков скольжения (фиг. 6). Оно определяется с точностью около 5 м [1]. По начальному и конечному положениям была построена диаграмма смещения (фиг. 7) как для точек первоначальной поверхности грунта, так и для точек внутри оползневой массы вдоль поверхности скольжения. «Ступенчатая» конфигурация кривой смещения, особенно для базальной поверхности, характерна для преимущественно блокового скольжения. Различие между двумя кривыми свидетельствует о том, что в некоторых крупных частях оползневой массы происходило разрушение, и указывает, что целесообразно различать скольжение «жестких блоков» и скольжение «деформируемых блоков» [2].

Мы не рассматриваем здесь разрушение «единого блока», происходящее в момент начала скольжения; однако при любой попытке построить «иерархию» типов деформации следует так или иначе учитывать положение отдельных блоков *во времени*.

Временна́я реконструкция. Для восстановления хронологии эпизодов оползневого процесса необходимо проанализировать сообщения очевидцев. Такая информация может оказаться чрезвычайно ценной, хотя трудно рассчитывать на ее объективность; поэтому имеющиеся сведения необходимо тщательно проверять.

В описываемом случае отчеты очевидцев показывают, что оползневые движения начались приблизительно через 2 мин после первых толчков землетрясения и продолжались некоторое время после прекращения колебаний грунта, связанных с землетрясением [19, стр. 64; 31, стр. 285; 18, стр. 327]. Особенно обстоятельный и полезный отчет был составлен Б. Марстоном (см. приложение). Данные этого отчета вместе с оценками времени описываемых событий представлены в табл. 2. Эта таблица определяет положение отступающей линии береговых уступов как функцию времени (это подразуме-

---

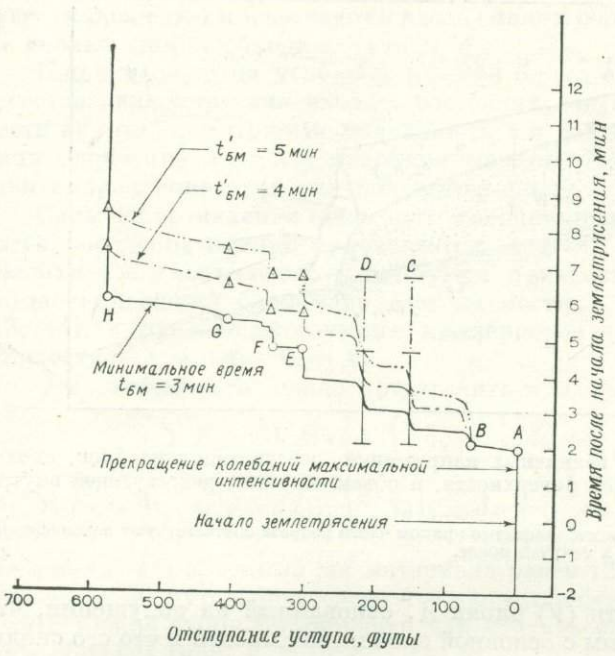
[1] При реконструкции первоначального объема было сделано допущение о постоянстве объема при деформации и нулевой послеоползневой эрозии; некоторые уточнения удалось сделать благодаря тому, что была известна величина перемещения отдельных точек, например точки пересечения пути следования Б. Марстона с улицей Тернагейн-Паркуэй (фиг. 6).

[2] При больших перемещениях непрочные оползающие блоки могут деформироваться (путем истирания, сдавливания, усадки и других видов пластической деформации) до такой степени, что даже у базальной поверхности профиль смещения становится сравнительно гладким. В таком случае можно считать, что происходит изменение характера деформации от «блокового скольжения» к «разрушению путем расползания» (ср. [25, 6]). По мере развития оползня Тернагейн-Хайтс все более важным видом деформации становилось именно расползание; в начале скольжения, несомненно, преобладало блоковое скольжение деформируемых блоков (фиг. 7, кривая для базальной поверхности). Очевидно, можно по-прежнему применять и такие феноменологические термины, как «упругий», «пластичный», «вязкий», а также их сочетания (например, «упругий — упруго-пластичный»), но неумеренное их использование ведет к путанице. Их не следует употреблять в полевой работе, если только речь не идет об их строгом значении в математической физике. Предложенные термины «жесткий» и «деформируемый» используются здесь в чисто описательном смысле. Для отдельных оползающих блоков характерны большие деформации; их величина зависит от обстановки и от свойств вещества, вовлеченного в этот процесс, поэтому целесообразно привести полевую терминологию в соответствие с терминами, использующимися при описании блоков.

Таблица 2

Отступание уступа при оползне Тернагейн-Хайтс

Вычисленное положение уступа	Наблюдения Марстона	Оценка времени	
		минимальная	вероятная
Первоначальное положение	Едет на запад по Мак-Колли-авеню	—	—
Начинается землетрясение	Начинается землетрясение	0 : 00	0 : 00
Сильные вибрации	Остановил машину; толчки с севера на юг	0 : 00	0 : 05
Блок *A* начинает двигаться		2 : 00	2 : 00
Уступ отступает к точке *B*		2 : 10	2 : 10
Уступ продолжает отступать	Землетрясение затухает	$t_{БМ}$	$t'_{БМ}$
Уступ отступает к точке *E*	Решает, что землетрясение окончилось и можно ехать дальше; трогается с места	$t_{БМ} - t_{БМ} + 0{:}30$	$t'_{БМ} - t'_{БМ} + 0{:}30$
	Едет на запад к Тернагейн-Паркуэй, затем на север (55 м); замечает, что уступ отступил к югу на 90 м от первоначального положения	$t_{БМ} + 1{:}30$	$t'_{БМ} + 1{:}30$
	Вышел из машины, бежит к въезду в свой гараж	$t_{БМ} + 1{:}30 - t_{БМ} + 1{:}45$	$t'_{БМ} + 1{:}30 - t'_{БМ} + 1{:}45$
Уступ отступает к точке *F*	Новое обрушение	$t_{БМ} + 1{:}45$	$t'_{БМ} + 1{:}45$
	Возвращается к машине	$t_{БМ} + 1{:}45 - t_{БМ} + 1{:}55$	$t'_{БМ} + 1{:}45 - t'_{БМ} + 1{:}55$
	Едет обратно (55 м) к углу Мак-Колли-авеню и Тернагейн-Паркуэй	$t_{БМ} + 1{:}55 - t_{БМ} + 2{:}25$	$t'_{БМ} + 1{:}55 - t'_{БМ} + 2{:}25$
Уступ отступает к точке *G*; блок *F* в движении	Останавливается на углу; уступ продолжает медленно скользить на север; продолжает вести машину задним ходом в южном направлении	$t_{БМ} + 2{:}25$	$t'_{БМ} + 2{:}25$
Уступ отступает к точке *H*	Ведет машину задним ходом (к югу) по Тернагейн-Паркуэй; уступ приближается к перекрестку Мак-Колли-авеню и Тернагейн-Паркуэй и разрушает его	$t_{БМ} + 2{:}25 - t_{БМ} + 3{:}00$	$t'_{БМ} + 2{:}25 - t'_{БМ} + 3{:}00$



Фиг. 8. Диаграмма регрессивного движения уступа в зависимости от времени (после начала землетрясения) при оползне Тернагейн-Хайтс (ср. с фиг. 6 и табл. 2).

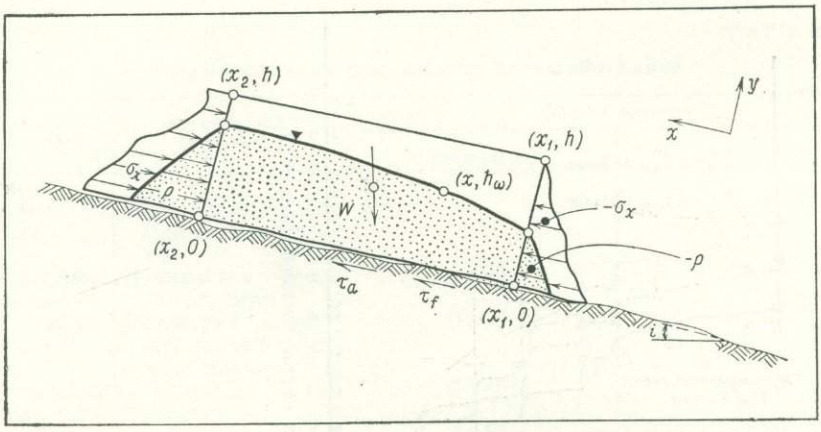
вается и при сопоставлении реконструированных разрезов (фиг. 6) с данными отчета Марстона). Например, в вычисленный момент времени $t_{БМ}$ + + 1 мин 30 с, согласно описанию Марстона, уступ находился в 90 м к югу от того положения, которое он занимал до начала оползня; это место очень близко совпадает с реконструированным положением данного блока в точке *E* (фиг. 6, разрез VI). Описаны и последующие эпизоды оползания и даны соответствующие оценки времени; эти данные суммированы на фиг. 8. Местоположение Марстона в различные моменты времени отмечено на фиг. 6 буквами *БМ*.

Период $t_{БМ}$ — минимальное время от начала толчков до момента, когда Марстон снова повел машину. Как установил Стайнбругге [20], продолжительность ощутимых колебаний в пределах Анкориджа и его окрестностей колебалась от 4,5 до 7,0 мин, причем колебания наибольшей интенсивности продолжались около 1 мин. Стайнбругге оценивает величину $t_{БМ}$ приблизительно в 3 мин, основываясь на сейсмограмме, записанной Пейтом в районе, находящемся примерно в 2,4 км к востоку от Тернагейн-Паркуэй [1]. «Вероятный» период времени $t'_{БМ}$, согласно отчету Марстона, скорее всего составляет около 5 мин (фиг. 8).

Реконструированная пространственно-временна́я последовательность (фиг.7, 8) ясно показывает, что характер деформации (блоковое скольжение) и размеры блоков оставались примерно одинаковыми в течение всего процесса деформации. Однако действие максимальных инерционных сил прекратилось примерно через 1 мин, а действие значительных инерционных сил продолжалось около 3 мин. Эти силы имели, возможно, большое влияние в начальной стадии движения блоков (например, блоков *A* и *B* и, может быть, блоков *C* и *D*), но они не влияли на последующие движения. Роль землетрясения в развитии оползня, очевидно, заключалась главным образом в создании поверхности слабого трения, по которой могло происходить скольжение.

Реконструкция скоростей. Скорости можно оценить достаточно точно, исходя из пространственно-временны́х реконструкций и из других соображе-

[1] Эта запись, представленная министерством торговли США, показывает, что сильные разрушительные колебания продолжались 3 мин и что ощутимые колебания отмечались более 4 мин [20].



Фиг. 9. Упрощенная диаграмма граничных напряжений, действующих на блок, скользящий по неправильной наклонной поверхности, и объемной силы, действующей внутри этого блока.

Условные обозначения объяснены в тексте; покрытые крапом части разреза соответствуют водонасыщенной зоне и граничным напряжениям в текучей среде.

ний. Расчет средней скорости (V) блока A, основанный на допущении, что этот блок оставался связанным с основной оползневой массой и что его скольжение прекратилось только тогда, когда окончилось отступание уступа, дает минимальную величину около $\sim 0{,}5$ м/с. Верхний предел оценок средней скорости в 10 раз выше: он основан на законе сохранения энергии [1] при свободном скольжении отделившегося блока; потерями на трение и другими видами сопротивления, которые имели существенное значение при оползне Тернагейн-Хайтс, пренебрегаем. Передовой край оползня преодолевал сопротивление, обусловленное давлением воды, на всем протяжении смещения (фиг. 6). Величина продолжительности скольжения переднего края (30 с), выведенная для модели со свободным скольжением и мгновенной остановкой, таким образом, заведомо слишком мала.

Оценки движения внутренних точек дают такие же сведения. Например, отступание уступа от точки E к точке F требует примерно 40 с; если предположить, что большая часть смещения блока E произошла до того, как блок F стал неустойчивым, то средняя скорость составит $\overline{V} = 1{,}46$ м/с. Минимальное значение скорости получается при допущении, что заметное движение продолжалось более длительное время, т. е. вплоть до того момента, когда прекратилось отступание уступа; в этом случае $\overline{V} = 0{,}54$ м/с. Хотя действительные скорости должны были в какой-то степени изменяться в зависимости от положения внутри оползневой массы, их характерные величины, составляющие несколько футов в секунду (~ 1 м/с, 1 узел), вероятно, не слишком сильно отличаются от нижнего предела вычисленных скоростей, упомянутого выше.

Предельное равновесие. *Общее приложение к механике скольжения.* Для того чтобы разобраться в механике блокового скольжения, следует оценить 1) составляющие силы, которые вызывают скольжение и называются здесь движущими силами (F_D), и 2) составляющие, которые противодейст-

[1] Например, мгновенная скорость V в момент t дается формулой $V = V_0 + g\,(\sin i)\,t$, где V_0 — начальная скорость; g — ускорение силы тяжести; i — угол наклона поверхности. Средняя скорость составляет $\overline{V} = \frac{1}{2}(V_0 + V)$ для промежутков времени, в которых величина $g \cdot \sin i$ является постоянной. Пройденное расстояние определяется по формуле $s = V_0 t + \frac{1}{2} g\,(\sin i)\,t^2$.

вуют скольжению и называются здесь силами сопротивления (F_R). Для начала скольжения необходимо, чтобы $F_R \leqslant F_D$.

Как показано на условном разрезе блока единичной ширины (фиг. 9), в состав движущих сил входят: составляющая веса, параллельная поверхности грунта; межзерновое давление σ_x [1] и давление жидкости ρ вдоль границы блока при $X = X_2$; инерционные силы I, вызванные землетрясением, если направление этих сил положительно.

Силы сопротивления включают: инерционные силы (если они имеют отрицательное направление); прочность на сдвиг τ_f, которая проявляется вдоль поверхности скольжения; кажущуюся прочность τ_a, возникающую тогда, когда скользящий блок наползает на местные неровности или срезает их [13, 14], и противодействующее межзерновое давление грунта и давление жидкости у границы $X = X_1$.

Эти зависимости можно представить в общем виде следующим образом:

$$\sum F_D = W \sin i + \int_0^h \sigma_x |_{X=X_2} dy + \int_0^{h_w} \rho |_{X=X_2} dy + I,$$

$$\sum F_R = \int_{X_1}^{X_2} \tau_f |_{Y=0} dx + \int_{X_1}^{X_2} \tau_a |_{Y=0} dx + \int_0^h \sigma_x |_{X=X_1} dy + \int_0^{h_w} \rho |_{X=X_1} dy.$$

Принимая, что объемный вес материала равен 125 фунт/куб. фут, $h = 65$ футов, $h_w = 50$ футов, получаем, что движущие силы при оползне Тернагейн-Хайтс можно аппроксимировать для статического случая ($I = 0$) следующим образом (при $X \geqslant 0$):

$$F_D \cong 140\,000 + 810\,000 \cdot \sin i + 8100 \cdot \sin i \cdot X,$$

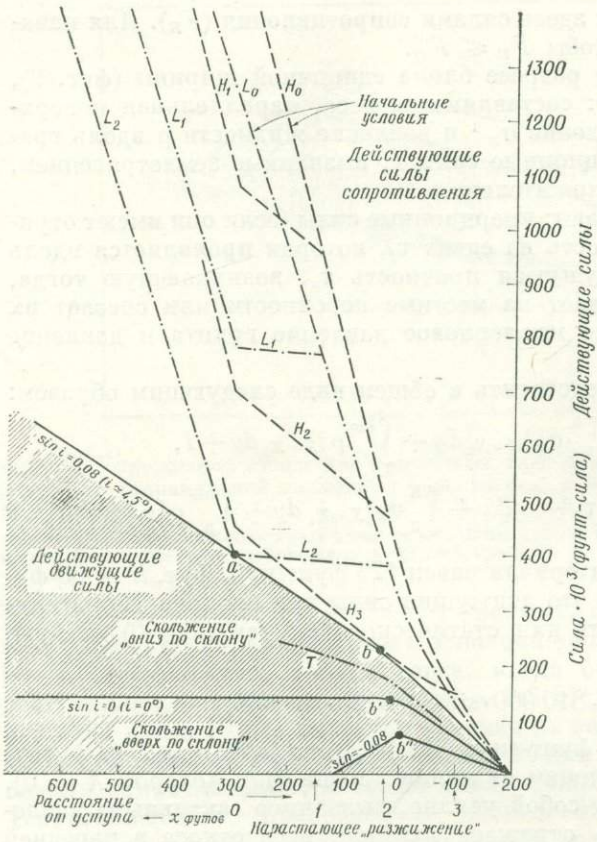
где силы выражены в единицах фунт-сила (lbf — *pound force*) [2], а X (в футах) измеряется в обратном направлении от линии уступа (для которой $X = 0$). Первое слагаемое представляет собой усилие, вызванное «активным» давлением грунта и воды [3]; второе отражает влияние веса откоса в передней части уступа на поверхности, наклоненной под углом i; последнее слагаемое представляет собой выражение для приращения силы, вызывающей движение вниз по склону, как функции X. Все слагаемые имеют обратный знак при $X \leqslant 0$ и обращаются в нуль на линии откоса.

---

[1] Если эта величина отрицательная, то она означает сопротивление растяжению, и ее надо рассматривать в группе компонентов сопротивления. Точно так же составляющая веса может быть частью сил сопротивления при обратном наклоне поверхности.

[2] Автор считает здесь неуместным переводить каждую числовую величину, включающую выражение силы или напряжения, в систему СИ или давать другие эквиваленты; для удобства читателя укажем, что 1lbf = 4,448H, 1tsf (т/кв. фут) ≅ 1 кг/см² ≅ 1 бар ≅ = 10^5 H/м² = 15 lbf/in² (фунт-сила/кв. дюйм). [В дальнейшем тексте переводчик счел возможным оставить для физических величин, выраженных в неметрических (британских) единицах, международные обозначения этих единиц, в отдельных случаях расшифровывая полное наименование.— *Прим. перев.*]

[3] Это «активное давление» можно считать эффективной постоянно действующей движущей силой для тех скользящих блоков, толщина которых велика относительно их прочности, т. е. для «деформируемых» блоков. Начальное напряженное состояние в «спокойных» условиях или при наличии остаточных систем напряжений может обусловить боковое давление, которое превысит «активное» давление и может также превысить давление перекрывающего слоя. Однако для блоков на поверхности с малым трением эти напряжения будут рассасываться за счет небольших смещений и не смогут создать постоянно действующую «движущую силу». Если происходит широкое перемятие грунта, то движущие силы, связанные с межзерновым давлением и поровой жидкостью, меняются, и в пределе их можно выразить одночленом $\frac{1}{2}\gamma h^2$, где γ — объемный вес обводненной грунтовой массы. В этом случае происходит увеличение движущей силы, что приводит к возникновению на ее графике местных «горбов», которые означают увеличение вероятности разрушения в тех местах, где потеря прочности особенно велика. Положение точки, в которой активное давление достигает максимальной величины, рассматривается в разд. «Геометрия скользящих блоков и пластичных клиньев».



Фиг. 10. Силы сопротивления и движущие силы (в заштрихованной области), выраженные как функции расстояния от уступа.

Условные знаки объяснены в тексте. Кривая T соответствует вычисленным значениям движущих сил при оползне Тернагейн-Хайтс.

Для $i = 2{,}2°$, или 4%, $F_D \cong 173\,000$ lbf $+ 325$ lbf/ft $\cdot X$ ft. Для $i = 0$ $F_D \cong 140\,000$ lbf.

Силы сопротивления, которые могли проявиться при оползне Тернагейн-Хайтс, включают прочность на сдвиг по базальной поверхности [1]. Предполагается, что эта прочность связана главным образом с трением (значения параметров Кулона принимаются следующими: $C' \simeq 0$, $\mu' \simeq 0{,}6$; эти величины можно считать правдоподобными как для глин Бутлеггер-Коув, так и для линз песка, заключенных в этой толще); эквивалентная шероховатость аппроксимируется величинами $C_a \simeq 0$ и $\mu_a = 0{,}01 - 0{,}10$.

Для случая «высокой» шероховатости возрастание сопротивления позади уступа условно выражается как $F_R \simeq 3800$ lbf/ft $\cdot X$ ft. Для «низкой» шероховатости $F_R = 3080$ lbf/ft $\cdot X$ ft.

Градиент возрастания сопротивления от подножия откоса к уступу — это обычно нелинейная величина, зависящая от геометрии откоса.

Зависимость сил F_R и F_D от положения точки относительно уступа графически показана на фиг. 10. Для того чтобы ограничить диапазон возможных соотношений, представлены три случая различных значений F_D: (для углов наклона 8, 0 и — 8%), два случая для различных F_R и кривые L и H, выражающие низкий (0,01) и высокий (0,10) «коэффициенты трения шероховатости».

Механика начального отрыва. При начальном статическом состоянии $F_R \gg F_D$ и, следовательно, скольжение невозможно. Движущие силы вызываются силой тяжести и не могут в этих условиях сильно меняться. Поэтому, для того чтобы при статической нагрузке произошел отрыв, должна сильно уменьшиться прочность вдоль поверхности скольжения. Во время оползня Тернагейн-Хайтс она упала практически до нуля; грунт в окрестности этой поверхности оказался «разжиженным» в результате колебаний, вызван-

[1] Параметры прочности можно представить критериями $\tau_f = C' + \bar{\sigma}\mu'$ и $\tau_a = C_a + \bar{\sigma}\mu_a$, где $\bar{\sigma}$ — нормальное эффективное напряжение на поверхности скольжения; σ — полное напряжение на этой поверхности; C' и C_a — значения прочности при нулевом нормальном давлении; μ' — остаточный коэффициент трения для скольжения по сравнительно ровной поверхности; μ_a — эквивалентное дополнительное трение при скольжении по шероховатой поверхности.

ных землетрясением [1]. Эффект падения прочности можно оценить, исследовав изменение кривых F_R, происходящее в результате понижения прочности; при составлении фиг. 10 предполагалось, что тонкая зона нулевой прочности начинается в некоторой условно выбранной (положительной) точке $X = +300$ и поднимается в направлении склона. Рассматриваются три случая начального отделения блока: 1) блоковое скольжение вниз по склону, 2) блоковое скольжение на нулевом склоне и 3) блоковое скольжение вверх по склону.

Блоковое скольжение вниз по склону. Кривые F_R сильно опущены, хотя их наклон остается положительным во всех точках, потому что шероховатость существует независимо от того, происходит ли падение прочности или нет (вид кривой может при этом меняться); кроме того, даже «разжиженные» грунты обладают, хотя и малой, но конечной прочностью (например, при оползне Тернагейн-Хайтс последняя равна 40 lbf/ft^2). По мере того как разжижение последовательно продвигается от точки 0 к точкам *1* и *2* (фиг. 10), кривые H_0 и L_0 смещаются вначале в положение H_1 и L_1, а затем в положение H_2 и L_2. Для случая низкой шероховатости разделение блоков предсказывается [2] при $X = 300$ (т. е. $F_R = F_D$ в точке *a*). Разжижение захватывает полосу уступа шириной только 7,5 м; чтобы скольжение имело место, передовой откос должен разрушиться. Действующие силы, однако, достаточны для того, чтобы вызвать такое разрушение. Из этого следует общий вывод: *если в зоне падения прочности наклон кривой F_R меньше наклона кривой F_D, то разделение блоков должно произойти по задней границе (или в полосе, содержащей эту границу) зоны падения прочности.* На этот вывод не влияет направление распространения зоны падения прочности. Этим механизмом можно объяснить образование некоторых из наибо-

---

[1] Хотя зона низкой прочности на холмах Тернагейн-Хайтс вызвала большой интерес и была изучена экспериментально, природа ее до конца не выяснена и заслуживает обсуждения. Необходимо выделить наиболее важное различие в реакции на вибрацию материалов следующих двух типов (оба типа проходили стадию уплотнения и потери прочности при замене нагрузки вышележащего слоя давлением текучей среды):

Тип I. Материалы, испытывающие падение прочности только при небольших деформациях, но в конечном счете увеличивающие свой объем при нарастании сдвиговых деформаций и, следовательно, приобретающие значительную прочность.

Тип II. Материалы, которые ведут себя подобно жидкости, способной течь без сколько-нибудь заметного сопротивления. После удаления значительного количества воды частицы таких материалов приобретают более устойчивое и плотное расположение.

Тип II относится к «классическому», или «спонтанному», разжижению (по Терцаги и Пеку). Материалы типа I в отличие от других при обычных условиях не разрушаются, хотя поровое давление может достигать давления перекрывающей толщи, если сдвиговые деформации будут оставаться малыми. Применять термин «разжижение» к материалам типа I значило бы искажать его смысл. Согласно Касагранде [1, стр. 202], обыкновенный песок с относительной плотностью $>50\%$ «безопасен» в смысле разжижения. Относительная плотность материала песчаных линз в глинах Бутлеггер-Коув составляет приблизительно 60% [18, фиг. 10]; следовательно, этот материал в целом увеличивается в объеме при больших деформациях и относится, таким образом, к типу I. Содержание такого материала в глинах, по-видимому, весьма велико, как это можно предположить по контурам регионального проседания, показанным на фиг. 1. Он имеет, вероятно, существенное значение в механизме возникновения местных сегментов низкого трения, которые при последующем слиянии образуют поверхность скольжения. Однако вследствие того, что эти линзы песка и ила в условиях сейсмической нагрузки представляют собой закрытые гидравлические системы, полное разжижение песка представляется маловероятным, пока не разрушится соседняя иловато-глинистая структура. Поэтому Касагранде считает, что разжижение глины предшествовало полному разжижению песчаных линз, а не наоборот, как предполагали Сид и Уилсон [18, см. также 17]. Разжижение глины существенно влияло на разжижение линз песка.

[2] Предполагается, что зона отрыва находится между двумя плоскостями, расположенными под углом $\theta = \pm(45° - \varphi/2)$ к вертикальной плоскости, проведенной через предсказанную точку разделения блоков. Так образуется «пластичный клин». Угол φ — это угол внутреннего трения для материала над поверхностью скольжения. Дальнейшее рассмотрение вопроса о расположении точки разрыва см. в разд. «Геометрия скользящих блоков и пластичных клиньев».

лее крупных пластинообразных скользящих блоков на холмах Тернагейн-Хайтс (фиг. 2).

Однако *если наклон F_R больше наклона F_D* (например, из-за высокой шероховатости или меньшего падения прочности), *то отрыв должен произойти по линии уступа или в полосе, содержащей эту линию*, что показано кривой H_3 на фиг. 10 ($F_R = F_D$ в точке b). Разделение блоков предсказывается около абсциссы $X = 40$; оно произойдет тогда, когда зона падения прочности достигнет положения 3 при $X = -120$. В этом примере положение задней границы зоны падения прочности не имеет значения, поскольку она размещается где-то позади уступа. Наиболее точная оценка условий на холмах Тернагейн-Хайтс показывает, что эти условия соответствуют последнему примеру, причем реальная кривая F_D проходит посредине между кривыми F_D для наклона $+4{,}5$ и $0°$ (фиг. 10, кривая T).

Блоковое скольжение по нулевому склону. Единственная движущая сила в этом случае — это вызванное силой тяжести боковое давление грунта. Даже при низкой шероховатости

$$\text{наклон } F_R > \text{наклон } F_D = 0$$

и, следовательно, отрыв опять-таки может произойти в полосе уступа (точка b'). Для того чтобы возникло положение $F_R = F_D$, необходимо более широкое распространение зоны падения прочности в направлении откоса.

Боковое скольжение вверх по склону. Здесь единственная движущая сила [1] та же, что и в предыдущем примере, но она должна превышать, помимо прочности грунта, еще и соответствующую составляющую веса материала, лежащего выше по склону. Как и раньше, разделение возможно около $X = 0$ (точка b'') даже при еще большем продвижении зоны падения прочности в направлении откоса.

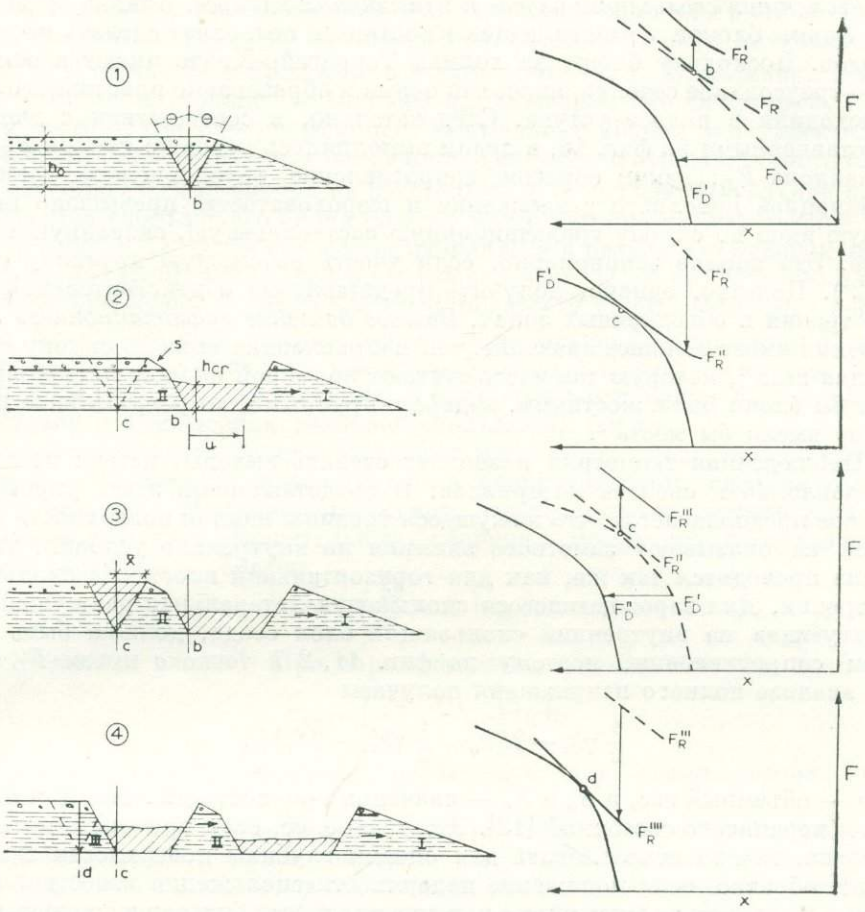
Распространение зоны падения прочности рассматривалось в каждом из этих примеров по отношению к внутреннему начальному положению. Если бы данный процесс начал развиваться от подножия откоса, то, как показывает фиг. 10, условие $F_R = F_D$ возникло бы немедленно и в результате происходило бы постепенное обрушение уступа, а не блоковое скольжение.

Механика регрессивного отрыва. Доказано, что начальный отрыв должен возникать в точке $X = b$, внутри клина, грани которого расположены более или менее симметрично (под углом θ) относительно вертикальной плоскости, проведенной через точку b (фиг. 11, *1*). После этого кривая, представляющая движущую силу, сдвигается влево ($F'_D = 0$ при $X = b$), так что теперь необходимо рассматривать стабильность блока, находящегося левее точки b.

Боковое усилие, развивающееся внутри «пластичного клина», выполняет в этот момент двойственную функцию: 1) сообщает ускорение блоку *I*, движущемуся вправо, и 2) служит сопротивлением для устойчивого блока слева от b. Боковое усилие, развивающееся внутри клина, может увеличиться вследствие, например, падения прочности при перемятии грунта во время отрыва; следовательно, вначале F_R может сдвинуться в положение F'_R (фиг. 11, *1*). Однако в результате перемещения u блока *I* средняя толщина материала внутри клина уменьшается, так что его боковое давление также будет уменьшаться по мере развития оползня.

Когда толщина пластического клина уменьшится до критической величины h_{cr}, кривая сил сопротивления опустится до положения F''_R и коснется кривой F'_D в некоторой точке c, после чего около этой точки возникнет новый пластичный клин, отделяющий скользящий блок *II* (фиг. 11, *2*). Про-

[1] Кривая внутренней силы гравитационного происхождения показана на фиг. 10 для того, чтобы облегчить сравнение с двумя предыдущими примерами. Если бы движущие силы и сопротивление были строго разграничены, то движущая сила оставалась бы такой же, как и во втором случае, а сопротивление, связанное с весом на отрицательном склоне, нужно было бы добавить к другим составляющим F_R.



Фиг. 11. Последовательные стадии регрессивного движения уступа при возникновении пластичных клиньев и блоковом скольжении.

Силы сопротивления и движущие силы показаны (справа) как функции расстояния от первоначального положения уступа. Слева схематически показана последовательность событий, отвечающая каждой из диаграмм сил. Условные обозначения объяснены в тексте. Сравните показанную последовательность с альтернативной интерпретацией, данной на фиг. 6, где предполагалось, что пластичные клинья отделяются от устойчивых участков.

Примечание. Фактически возможно, что тот или иной скользящий блок отделяется от своего пластичного клина или что пластичный клин отделяется от устойчивого (или бывшего ранее устойчивым) участка по своему заднему краю; например, в Тернагейне имеется перегиб склона между поверхностью скольжения и более крутой приливо-отливной полосой. Возможно, что ранее образовавшиеся скользящие блоки могли двигаться по приливо-отливной поверхности самостоятельно, под действием одной только составляющей своего веса, направленной вниз по склону (фиг. 6, разрез *II*).

цесс повторяется (фиг. 11, *3*), и теперь F''_D сдвигается в новое положение F''_D относительно устойчивого блока слева от c, F''_R сдвигается вначале к положению F'''_R, а затем, при последующем достаточном смещении блока *II*, к положению F''''_R (фиг. 11, *4*).

Этот процесс повторяется до тех пор, пока граничные условия и свойства материала остаются неизменными, однако в условиях реальной деформации они обычно изменяются и, следовательно, процесс в конце концов останавливается. В случае оползня Тернагейн-Хайтс этому способствовало несколько факторов, в том числе 1) увеличение сопротивления у подножия откоса, 2) отступание краев зоны падения прочности, 3) постепенное увеличение сопротивления в зоне падения прочности, связанное либо с увеличением «эффективного напряжения» по мере рассасывания давления жидкости, либо с осложнением геометрии поверхности скольжения, и 4) отступание к области меньшей структурности.

Геометрия скользящих блоков и пластичных клиньев. Анализ геометрической формы блоков и разделяющих их клиньев позволяет сделать несколько выводов. Поскольку блоки на холмах Тернагейн-Хайтс имеют в основном грубо треугольное сечение, ясно, что отрыв и образование пластичного клина происходили в полосе уступа. Следовательно, в соответствии с данными, представленными на фиг. 10, в целом выполнялось условие: наклон F_R больше наклона F_D. Таким образом, сопротивление, обусловленное, возможно, комбинацией неполного разжижения и шероховатости, превышало направленную вниз по склону гравитационную составляющую, связанную с весом блока. Это вполне закономерно, если учесть небольшую крутизну склона (~2,2°). Полезно, однако, получить представление о действительной величине трения в обводненных зонах. *Боковое давление гравитационного происхождения* имеет большее значение, чем направленная вниз по склону составляющая веса [1], которую так часто считают причиной блокового скольжения. Если бы блоки были жесткими, недеформируемыми, то регрессивное движение не имело бы места [2].

Наблюдаемая геометрия позволяет сделать выводы, касающиеся боковых давлений и свойств материалов. В представленном здесь упрощенном примере предполагается, что кажущееся трение и наклон поверхности скольжения не оказывают заметного влияния на внутренние условия, так что анализ проводится так же, как для горизонтальной плоскости скольжения без трения. Для зарождающегося скольжения латеральная движущая сила, действующая на внутренний скользящий блок сзади, должна быть равна силам сопротивления, поэтому на фиг. 11, *2* в точке *c* имеем $F'_D \simeq F''_R$. При анализе полного напряжения получаем

$$\frac{1}{2}\gamma h_0 - 2Sh_0 = \frac{1}{2}\gamma h_{\text{cr}}^2 - 2S_r h_{\text{cr}}^2,$$

где γ — объемный вес, а S_0 и S_r — значения прочности на сдвиг для начального и перемятого состояний [12]. Это уравнение, если прочность материала измерена, можно использовать для оценки глубины поверхности скольжения. И обратно, если положение поверхности скольжения известно, можно оценить прочность; в этом случае падение прочности будет происходить между следующими крайними значениями:

$$S_0 = \frac{\gamma}{4}(h_0 + h_{\text{cr}})$$

для неструктурного материала ($S_0 = S_r$) и

$$S_0 = \frac{\gamma}{4h_0}(h_0^2 - h_{\text{cr}}^2)$$

для высокоструктурного материала ($S_r = 0$). Применяя эти уравнения к оползню Тернагейн-Хайтс (и пренебрегая влиянием поверхностного слоя песка) и задавшись величинами $h_0 = 60$ ft и $h_{\text{cr}} = 40$ ft, получаем S_0 (max) = = 1,56 tsf, S_0 (min) = 0,52 tsf; последняя величина весьма хорошо согласуется с измеренными величинами прочности (фиг. 5) [31; 6, фиг. 8]. Это приводит к выводу о том, что широко развитое перемятие действительно было связано с образованием пластичного клина. Высокая структурность и исключительно низкая прочность в перемятом состоянии, характерные для материала холмов Тернагейн-Хайтс [31], внушают доверие к таким результатам.

[1] Сравнительная оценка влияния этих факторов может быть легко осуществлена с помощью фиг. 10.

[2] Давление текучей среды включается в общую сумму бокового давления внутри пластичных клиньев. Давление текучей среды может, конечно, иметь столь же большое значение и по отношению к скольжению «жестких» блоков, если они разделены трещинами, наполненными жидкостью.

Ширина скользящих блоков зависит от наклона кривых F_R и F_D. Принимается, что полное развитие активного давления достигается на расстоянии $\overline{X} = h_0 \operatorname{tg} \theta$ от каждого следующего уступа (фиг. 11, *1*, *3*); величина θ зависит от свойств материала, и хорошее приближение дается формулой $\theta = \pm(45 - \phi/2)$, где ϕ — коэффициент внутреннего трения для эффективных напряжений. Следовательно, в большинстве случаев центр пластичного клина будет располагаться примерно на расстоянии $\overline{X}$ от уступа. Начальная ширина основания скользящего блока (так же как и ширина клина) должна быть равна примерно $2X$, хотя она может изменяться в результате видоизменения кривой F_D под влиянием местного обрушения (фиг. 11, *2*, см. точку S) и из-за существования неоднородностей и трещиноватости грунта (фиг. 4). Следовательно, блоки, ширина которых меньше или больше $2\overline{X}$ (ср. блоки *II* и *III* на фиг. 11), не следует считать чем-то необычным [1]. Последовательная деформация, приводящая к сдавливанию и истиранию основания блока, должна сказываться в уменьшении размеров скользящих блоков.

В конечном счете оценки смещения могут быть связаны с геометрией пластичных клиньев и, следовательно, с распределением давления и прочностью материала. Например, принимая, что клин имеет плоские ограничения, можно выразить относительное смещение u между двумя скользящими блоками следующим образом:

$$u = \left(\frac{h_0^2}{h'} - h'\right) \operatorname{tg} \theta,$$

где h' — высота клина [2]. При зарождающемся отрыве $h' = h_{\text{cr}}$, и поэтому

$$u_{\text{cr}} = \left(\frac{h_0^2}{h_{\text{cr}}} - h_{\text{cr}}\right) \operatorname{tg} \theta,$$

где u_{cr} — критическое смещение, необходимое для возникновения нового пластичного клина [3].

Минимальное расстояние между основаниями двух скользящих блоков [4] дается величиной u_{cr}; можно ожидать, что возникшие раньше скользящие блоки будут в конце процесса деформации разделены большими расстояниями благодаря непрерывному растеканию пластичного клина [5].

Эти зависимости позволяют оценить истинную скорость по данным о продолжительности отступания линии уступа.

Выводы и аналогии. В данной статье рассмотрен один из общих подходов к анализу структур, возникших при блоковом скольжении. Этот подход основан на весьма простых геометрических и механических зависимостях.

---

[1] На холмах Тернагейн-Хайтс при $\varphi = 30°$ вычисленная, начальная ширина блока, составляет 21—24 м, возрастая как функция h_0 по направлению к фронту первоначального уступа. Учитывая обрушение зандров на гребне уступа, эти значения надо увеличить до 27—30 м; пересечение границ клина с местными трещинами растяжения приводит к некоторому уменьшению ширины блоков. Получаемые величины можно сопоставить с шириной блоков на фиг. 6.

[2] Это просто формализация и инверсия выражения, предложенного Кеем (см. [6]), согласно которому глубина разрыва определяется как частное от деления площади поперечного сечения грабена на латеральное смещение (которое предполагается известным).

[3] Это расстояние (u_{cr}) не следует смешивать с расстоянием между гребнями валов, которое составляет приблизительно $u_{\text{cr}} + 2\overline{X}$. На холмах Тернагейн-Хайтс вычисленная величина u_{cr} равна примерно 10 м, а вычисленное минимальное расстояние между гребнями валов составляет около 30 м (ср. фиг. 6).

[4] Прочность грунта можно связать с величиной u_{cr}; например, для случая очень структурного материала (при $S_r = 0$) получаем

$$u_{\text{cr}} = \left(\frac{h_0^2}{\sqrt{h_0^2 - (4S_0/\gamma)\, h_0}} - \sqrt{h_0^2 - (4S_0/\gamma)\, h_0}\right) \operatorname{tg} \theta.$$

[5] См. примечание к фиг. 11.

Детально обсужден пример оползня Тернагейн-Хайтс; многие из особенностей блокового скольжения, отмеченные в этой местности, можно, по-видимому, объяснить без привлечения инерционных сил, вызванных землетрясением, даже несмотря на то, что такие силы сыграли, вероятно, некоторую роль в ранней стадии блокового движения. Исходя из анализа конечной геометрической формы, оказалось возможным восстановить картину смещений и последовательность эпизодов блокового скольжения; в результате были оценены скорости, установлен регрессивный характер деформации и разработана гипотеза, касающаяся механики этого процесса. В конечном счете удалось сделать выводы о размерах блоков и о критических величинах блоковых смещений, необходимых для поддержания регрессивного движения.

К существенным особенностям оползня Тернагейн-Хайтс относятся следующие:

1. Базальная плоскость низкого трения, вероятно, субпараллельная поверхностям напластования, но обязанная своим существованием практически «разжиженному» состоянию, которое возникло в результате сейсмогенных колебаний грунта необычно большой продолжительности.

2. Распространение обводненной зоны в общем случае от внутренних точек, что требует разрушения подножия начального скользящего блока.

3. Сопротивление движению вдоль главной поверхности скольжения, обусловленное местными очагами трения и шероховатостью поверхности. Эта сила, хотя и небольшая, имела обычно большее значение, чем движущая сила, обусловленная параллельной склону составляющей веса скользящего блока. Если бы блоки были в большей степени «жесткими», чем «деформируемыми», то регрессивное движение не могло бы начаться до тех пор, пока давление текучей среды в трещинах не стало бы выполнять функцию, аналогичную «пластичным клиньям».

4. Развитие последовательных зон отрыва позади линии уступа. В оползне Тернагейн-Хайтс они приняли форму «пластичных клиньев» и были главным источником энергии, необходимой для движения скользящих блоков вперед.

5. В первое время латеральное давление, развивающееся в этих клиньях, было достаточным, чтобы поддерживать новую линию уступов. По мере того как толщина клина уменьшалась в результате растекания, связанного со скольжением деформируемых блоков, латеральное удерживающее усилие также уменьшалось вплоть до величины, при которой позади линии уступов возникал новый пластичный клин, вызывая, таким образом, периодическое регрессивное движение.

6. Структурность оказывала влияние как на уменьшение базального трения, так и на изменчивость бокового давления в пластичных клиньях. Следовательно, она в значительной мере определяла общее смещение, а также скорость и амплитуду отступания уступа.

7. Движение передовых скользящих блоков происходило по слегка наклонной затопленной эрозионно-аккумулятивной поверхности, перекрытой водонасыщенными приливо-отливными илами. На этой поверхности благодаря сейсмической вибрации практически полностью отсутствовало трение, и, таким образом, здесь отмечалось относительно небольшое базальное сопротивление.

Точными аналогами оползня Тернагейн-Хайтс являются некоторые оползни в южной Швеции; они также происходили в высокоструктурных ленточных четвертичных илах и глинах. Для них были характерны базальные плоскости слабого трения. Сообщалось также о наличии островерхих скользящих блоков, чередующихся с обрушившимися пластичными клиньями [12]. Эти оползневые массы имеют меньший объем, чем на холмах Тернагейн, но некоторые из них отличаются сравнимыми размерами (например, $1—2 \times 10^6$ м^3 в Скетторпе). Их важная особенность — регрессивное разви-

тие, а характерная черта деформации — растекание клиньев и скольжение деформируемых блоков. Таким образом, эти структуры аналогичны оползню Тернагейн-Хайтс даже в деталях. Потеря прочности у базальной поверхности может быть вызвана не только циклической нагрузкой при землетрясении, но и некоторыми другими причинами; однако (хотя этот вопрос изучен слабо) представляется, что важны также такие факторы, как структурность осадочных пород и возникновение высоких давлений текучей среды.

Гораздо больший размер имеют структурные элементы так называемого надвига Харт-Маунтин на северо-западе штата Вайоминг. Главные особенности геологического строения площади Харт-Маунтин подробно изложены в статье Пирса в этой книге. Наиболее загадочной чертой этой структуры является механизм перемещения, о природе которого ведутся дискуссии уже в течение полувека. По мнению автора, структура Харт-Маунтин — это оползень, возможно, крупнейший в мире, который, несмотря на свой огромный размер, обладает многими особенностями, характерными для менее крупных оползней, образовавшихся путем блокового скольжения по очень пологим плоскостям. Скользящие блоки структуры Харт-Маунтин следует отнести скорее к категории «жестких», нежели «деформируемых»; тем не менее в противоположность высказывавшимся раньше мнениям представляется вполне обоснованным предположить, что первичное движение могло начаться из-за «толчка сзади». Предлагается гипотеза «текучего клина», согласно которой магма или вода, заполняющая трещины в тыловой полосе отрыва, дают тот толчок, который необходим, чтобы возбудить скольжение по пологой поверхности. Допускается, что на поверхности скольжения практически не возникает трения ввиду усиливающегося давления текучей среды. Этот гипотетический «текучий клин» аналогичен по своей роли «пластичному клину», описанному для случая Тернагейн-Хайтс.

Для объяснения полного отсутствия деформаций ниже базальной плоскости срыва в структуре Харт-Маунтин и наличия разрывов и кластических даек, внедрившихся в скользящие блоки, по-видимому, необходимо привлечь механизм жидкостной флотации [28] [1]. Предполагаемая последовательность событий была такова: 1) множественные горизонтальные инъекции паро-водяной смеси либо из ювенильного источника внутри действующего вулканического аппарата (например, в соответствии с гипотезой Хьюза), либо из источника «термального контакта», возникающего при внедрении магмы в водонасыщенные глинистые сланцы, либо из источников обоих типов; 2) силловые внедрения паро-водяной смеси посредством пневмогидравлического поднятия и (местами) наполнения трещин; 3) местное образование пароводяных даек по пневмогидравлическим трещинам и последующее развитие горизонтальных расширяющих усилий «текучих клиньев» (ср. [27]); 4) разрушение подошвы слоя у выхода на поверхность под влиянием сдавливания и пневмогидравлического дробления; 5) насыщение поверхностной области у подошвы слоя водяными источниками; 6) переход верхней толщи в состояние гибкой пластины, скользящей на сжимаемом, многофазном, в основном турбулентном смазывающем слое типа смятой ленты. Скорости утечки смазывающего слоя были звуковыми, следовательно, «время флотации» для крупных блоков было равно лишь нескольким часам; 7) смещение крупных плит, обусловленное главным образом составляющей силы тяжести, направленной вниз по склону, и только во вторую очередь непродолжительным импульсом «текучего клина». Минимальная начальная длина плиты, необходимая для того, чтобы преодолеть сопротивление выступающей ступени нижнего слоя, составляет около 15 км при наклоне плоскости срыва 2°. Чтобы вызвать

[1] Этот параграф был добавлен, когда книга уже печаталась и, следовательно, он не был известен Пирсу и не прокомментирован им в статье по геологии структуры Харт-Маунтин, так что читатель не должен думать, что Пирс согласен с высказанными здесь доводами.

наблюдаемые смещения, нужна была вдвое большая начальная длина; 8) движение по слегка наклонной (~1°) дневной поверхности под действием высокого базального давления текучей среды, вызванного быстрой нагрузкой; максимальная скорость блокового скольжения [1] была, вероятно, высокой — около 10^2 К; 9) дробление и расхождение скользящих блоков, обусловленное образованием пневмогидравлических трещин и текучих клиньев (и связанных с ними кластических даек), «срезанием» смятой ленты и местным «заеданием» при трении.

Сравнение отдельных элементов структуры Харт-Маунтин и оползня Тернагейн-Хайтс показывает их подобие даже в деталях [2]. Однако имеется и ряд очевидных различий. Например, в структуре Харт-Маунтин скользящая масса гораздо больше по размерам и переместилась на большее расстояние и термальный процесс (вулканизм) тесно связан во времени с блоковым скольжением. Тем не менее с механической точки зрения возможен подход к обеим структурам с общих позиций. Наконец, анализ механики образования этих структур показывает их важное различие с точки зрения силы тяжести: в структуре Харт-Маунтин смещение путем скольжения обусловлено в основном направленной вниз по склону составляющей веса перекрывающей толщи, тогда как на холмах Тернагейн-Хайтс важнейшим фактором было, по-видимому, *боковое* давление (гравитационного происхождения), действовавшее на тыловую часть скользящих блоков.

Приложение. Геологической службе был представлен отчет очевидца об оползне на холмах Тернагейн-Хайтс [4]. Отчет составил Э. Буш со слов Б. Марстона (Mr. Brook Marston, 1900 Turnagain Parkway, Anchorage, Alaska):

---

[1] Подходящей единицей скорости для геологических тел, которые движутся под действием какого-либо механизма в текучей среде, очевидно, является *узел* (knot), сокращенно К. Узел равен 1 морской (адмиралтейской) миле (6076,10 фута, 1,852 км) в час. Приблизительный перевод в другие единицы: 1 К = 1,85 км/ч = 1,15 миля/ч = 1,69 фут/с = = 1,62 × 10^9 см/год = 0,51 м/с. Аналогичным образом можно выразить в морских единицах размеры структурных элементов, порожденных текучей средой; линь разделен на отрезки длиной 47 футов 3 дюйма (~14,4 м), находящиеся в таком же отношении к морской миле, как 28 секунд — к году.

[2] У структуры Харт-Маунтин и оползня Тернагейн-Хайтс имеются следующие общие черты: 1) разбитая на блоки скользящая пластина, тонкая по сравнению с длиной и шириной, испытавшая большое поступательное перемещение; 2) зоны отрыва, возникшие вследствие блокового соскальзывания от относительно устойчивых масс; внутри этих зон и развивались главным образом «клинья» бокового давления; 3) пологая (~2°) базальная поверхность срыва, примерно параллельная плоскостям напластования, ниже которой деформация незначительна; местами эта поверхность была обнажена при блоковом скольжении; 4) пачка морских иловатых глин (или глинистых сланцев), залегающая вблизи поверхности скольжения, но не обязательно совпадающая с ней; 5) разрушенный выступ склона, преодолеваемый некоторыми скользящими блоками; 6) горизонт легкого скольжения перед движущимися массами, представленный обнаженной эрозионно-аккумулятивной поверхностью (древняя дневная поверхность в районе Харт-Маунтин, ниже которой залегают в основном глинистые сланцы; затопленная приливо-отливная плоская поверхность в районе Тернагейна); 7) крупнообломочный материал на базальной плоскости срыва (или около нее), в котором местами проявлялась флюидизация [29]; в районе Харт-Маунтин это инъецированные в скользящие блоки кластические дайки.

[Кластические дайки внедрились также в мощный пласт вулканического материала, под которым погребена поверхность тектонической денудации; вулканический материал отложился вскоре после того, как произошло оползание; следовательно, кластические дайки моложе, чем эти вулканические породы (или по крайней мере имеют тот же возраст), хотя их возникновение в общем синхронно с проявлениями вулканизма. Кластические дайки, инъецированные в скользящие блоки, несколько древнее: по-видимому, они возникли в непосредственной связи с блоковым скольжением.] Дайки состоят из перемолотой карбонатной породы, материал которой представляет собой глинку трения, сформировавшуюся на поверхности срыва; в районе Тернагейн-Хайтс это большие выбросы песка в оползневой массе [6]; 8) относительно небольшой коэффициент трения для скользящих блоков на поверхности срыва, а именно $\mu' \cong 0{,}6$; 9) существенная роль давления текучей среды в механизме перемещения, что подсказывается соображениями, изложенными в п. 7,8, и другими; 10) катастрофически большая скорость деформации.

«Я вел свой автомобиль на запад по Мак-Колли-авеню, когда началось землетрясение. Я сразу же остановил автомобиль и стал ждать, пока толчки ослабнут. Мне казалось, что машину бросает из стороны в сторону по направлению с севера на юг. Бросало так сильно, что со мной едва не случилась морская болезнь. Из машины было видно, как в земле возникают трещины, вытянутые с севера на юг, и как они открываются и закрываются. Как только затихли толчки, я поехал дальше на запад к углу Мак-Колли-авеню и Тернагейн-Паркуэй. Повернув направо, на Тернагейн-Паркуэй, и проехав примерно 50 м к северу, я заметил, что береговой уступ отходит от моря севернее дорожки к моему дому, которая шла параллельно уступу в направлении восток — запад. Я выскочил из машины, побежал на север к моей дорожке и тут увидел, что уступ переместился примерно на 100 м к югу от своего прежнего места. В этот момент уступ обрушился снова, поэтому я вернулся к машине и проехал задним ходом на юг примерно 50 м, к углу Мак-Колли-авеню и Тернагейн-Паркуэй. Когда я остановился в этом месте, уступ продолжал медленно скользить на север, и я поехал дальше задним ходом на юг по Тернагейн-Паркуэй. Уступ медленно приближался к углу Тернагейн-Паркуэй и Мак-Колли-авеню, и потом этот перекресток обрушился в северном направлении. По моему впечатлению, прибрежный район Тернагейна обрушивался к северу отдельными сегментами, а уступ отступал на юг по большей части уже после того, как главные толчки землетрясения затихли. У меня не было ощущения какого-либо необычного шума, кроме криков людей, зовущих на помощь».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Casagrande A.*, On liquefaction phenomena: report of lecture, by P. A. Green and P. A. S. Ferguson, Geotechnique, pp. 197—202, 1971.
2. *Cederstrom D. J., Trainer F. W., Waller R. M.*, Geology and ground-water resources of the Anchorage Area, Alaska, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper 1773, 108 p., 1969.
3. Engineering Geology Evaluation Group, Geologic report 27 March 1964 earthquake in Greater Anchorage Area, Alaska State Housing Authority and the City of Anchorage, Alaska, 34 p., 1964.
4. *Grantz A., Plafker G., Kachadoorian R.*, Alaska's Good Friday earthquake, March 27, 1964, A preliminary geologic evaluation, U. S. Geol. Survey Circ. 491, 35 p., 1964.
5. *Haarmann E.*, Die Oszillations Theorie, Sruttgart, Ferdinand Enke, 260 p., 1930.
6. *Hansen W. R.*, Effects of the earthquake of March 27, 1964 at Anchorage, Alaska, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 542A, 68 p., 1965.
7. *Hansen W. R., Eckel E. B., Schaem W. E., Lyle R. E., George W., Chance G.*, The Alaska earthquake, March 27, 1964, Field investigations and reconstruction effort, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 541, 111 p., 1966.
8. *Karlstrom T. N. V.*, Quaternary geology of the Kenai Lowland and glacial history of the Cook Inlet region, Alaska, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 443, 69 p., 1964.
9. *Kerr P., Drew I.*, Quick-clay slides in the USA, Eng. Geol., 2, pp. 215—238, 1968.
10. *Long H., George W.*, Turnagain slide stabilization, Anchorage, Alaska, Am. Soc. Civ. Eng. Proc., 93, № SM 4, pp. 611—627, 1967.
11. *Miller R. D., Dobrovolny E.*, Surficial geology of Anchorage and vicinity, Alaska, U. S. Geol. Survey Bull. 1093, 128 p., 1959.
12. *Odenstad S.*, The landslide at Sköttorp on the Lidan River, Royal Swedish Geotech. Inst. Proc., № 4, 40 p., 1951.
13. *Patton F.*, Multiple modes of shear failure in rock, Proc. 1st Cong. Int. Soc. Rock Mech., Lisbon, 1, pp. 509—513, 1966.
14. *Rengers N.*, Influences of surface roughness on the friction properties of rock planes, Proc. 2nd Congr. Int. Soc. Rock Mech., Belgrade, 1, paper 1—31, 6 p., 1970.
15. *Rubey W. W., Hubbert M. K.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II, Overthrust belt in geosynclinal areas of Western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis, Geol. Soc. Am. Bull., 70, pp. 167—206, 1959.
16. *Schardt H.*, Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses, Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., 34, pp. 114—219, 1898.
17. *Seed H. B.*, Landslides during earthquakes due to soil liquefaction, Am. Soc. Civ. Eng. Proc., 94, № SM 5, pp. 1055—1122, 1968.

18. *Seed H. B., Wilson S. D.*, The Turnagain Heights landslide, Anchorage, Alaska, Am. Soc. Civ. Eng. Proc., **93**, № SM 4, pp. 325—353, 1967.
19. *Shannon, Wilson, Inc.*, Report on Anchorage area soil studies, Alaska, to U. S. Army Engineer District, Anchorage, Alaska, Seattle, Wash., 109 p., 1964.
20. *Steinbrugge K. V.*, Inttroduction to the earthquake engineering of the 1964 Prince William Sound, Alaska, earthquake, in: *Wood F. J.*, ed., The Prince William Sound earthquake, Alaska, earthquake of 1964 and aftershocks, U. S. Dept. Commerce, Coast and Geodetic Survey Pub. 10—3, **2**, pp. 1—6, 1967.
21. *Thomas Mrs. L., Jr.*, An Alaskan family's night of terror, Nat. Geog., **126**, № 1 (July), pp. 142—156, 1964.
22. *Trainer F. W., Waller R. M.*, Subsurface stratigraphy of drift at Anchorage, Alaska, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 525C, pp. 167—174, 1965.
23. *Van Bemmelen R. W.*, The undation theory of the development of the earth's crust, Report 16th Int. Geol. Congr., Washington, **2**, pp. 965—982, 1936.
24. *Van Bemmelen R. W.*, Evolution of the Indian Ocean megaundation, Tectonophysics, **2**, pp. 29—57, 1965.
25. *Varnes D. J.*, Landslide types and processes, in: *Eckel E. B.*, ed., Laandslides and engineering practice, Natl. Research Council, Highway Research Board Spec. Rept. 29, pp. 20—47, 1958.
26. *Varnes D. J.*, Stability of the west slope of Government Hill, Port area of Anchorage, Alaska, U. S., Geol. Survey Bull. 1258D, 61 p., 1969.
27. *Voight B.*, Fluid-wedge hypothesis and the Heart Mountain and Reef Creek décollements, northwestern Wyoming, U. S. A., Geol. Soc. Am. Ann. Mtg. Abs., Minneapolis, Minn., p. 698, 1972.
28. *Voight B.*, Role of fluid pressure in mechanics of South Rork, Reef Creek, and Heart Mountain rockslides, Geol. Soc. Am. Northestern Section Abs., Easton, Pa, 1973a.
29. *Voight B.*, Clastic fluidization phenomena and the role of fluid pressure in mechanics of natural rock deformation, Geol. Soc. Am. Northeastern Section Abs., Easton, Pa., 1973b.
30. *Waller R. M.*, Effects of the March 1964 Alaska earthquake on the hydrology of the Anchorage area, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 544B, 18 p., 1966.
31. *Wilson S. D.*, Landslides in the city of Anchorage, in: *Wood F. J.*, ed., The Prince William Sound earthquake, Alaska, earthquake of 1964 and aftershocks, U. S. Dept. Commerce, Coast and Geodetic Survey Pub. 10—3, **2**, pp. 253—297, 1967.

ЧАСТЬ 2

АЛЬПИЙСКАЯ СИСТЕМА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ

ВВЕДЕНИЕ. ГОРООБРАЗОВАНИЕ В СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ

К. А. Де Джонг[1]

Почти непрерывный альпийский горный пояс Средиземноморья можно разделить на ряд складчатых систем (фиг. 1, 2). Основное внимание здесь уделено занимающим центральное положение системам Альп и Апеннин, поскольку именно при изучении этих областей возникло множество классических концепций, иллюстрирующих роль силы тяжести в тектонике.

Породы. Среди пород, слагающих горные пояса Средиземноморья, различают породы доальпийского основания геосинклинали, Альпийский геосинклинальный комплекс (мио- и эвгеосинклинальный) и постгеосинклинальный комплекс.

Доальпийские породы. Среди американских геологов широко распространено представление, согласно которому горные пояса, развивающиеся на окраинах континентов в ходе последовательных орогенических циклов, увеличивают площадь континентов [16]. Данные изучения геологии Европейского континента на первый взгляд позволяют сделать такой же вывод. При анализе орогенических поясов, окружающих Русскую платформу, создается впечатление, что в течение фанерозоя стабильная часть Европейского континента сильно увеличилась (фиг. 3). За два орогенических цикла к Русской платформе причленились Палео-Европа и Мезо-Европа; Нео-Европа состоит из складчатых систем, образовавшихся в течение альпийского тектонического цикла — в мезозое и кайнозое.

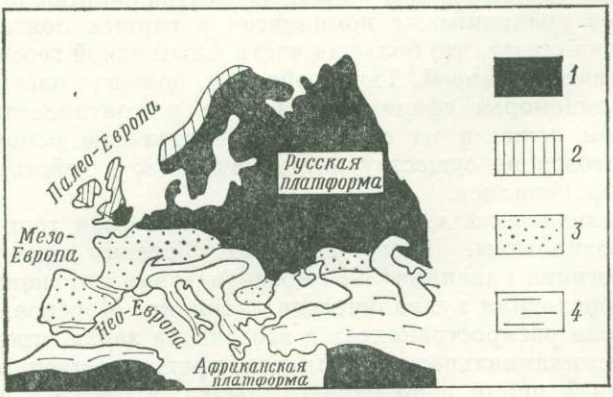
Однако в тех участках, где можно сейчас наблюдать основание геосинклинального разреза Мезо-Европы, оно представлено континентальными (сиалическими) породами, смятыми в складки и метаморфизованными во время более ранних орогенических эпизодов. Экстраполяция площадей современных выходов доальпийских комплексов в горных поясах Средиземноморья также показывает, что большая часть Альпийской геосинклинали подстилалась сиалической корой. Таким образом, большая часть пород горных поясов Средиземноморья сформировалась не у континентального склона на симатическом ложе, а на самом континентальном основании, размеры которого с палеозоя по существу не увеличились; в действительности они скорее даже уменьшились.

Миогеосинклинальный комплекс. В конце палеозоя герцинские горные цепи были эродированы. В ограниченных сбросами прогибах будущего Альпийского региона накапливались красноцветные отложения, а в некоторых местах происходили вулканические излияния. Морское платформенное осадконакопление распространялось с востока на запад, предшествуя отложению миогеосинклинального комплекса преимущественно карбонатных пород. С поздней перми и до раннего триаса, а также в позднем триасе на широкой площади формировались толщи эвапоритов (фиг. 4).

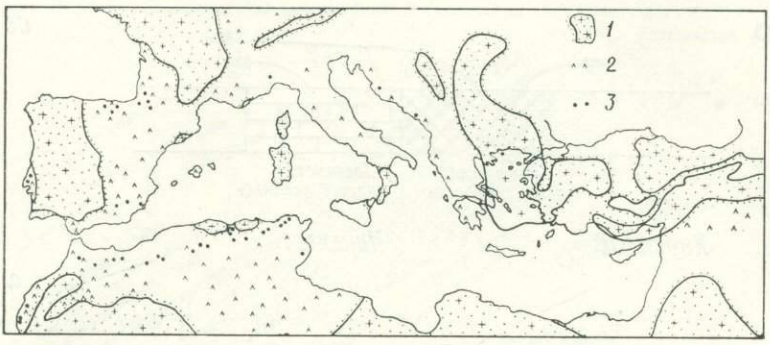
[1] Геологический факультет Цинциннатского университета, Цинциннати, Огайо.

Фиг. 1. Крупные геологические элементы Средиземноморской области.
1 — Альпийский складчатый пояс; *2* — глубоководные впадины.

Фиг. 2. Местонахождение описанных в части 2 районов Средиземноморской области.



Фиг. 3. Фанерозойские складчатые пояса Европы.
1 — древние платформы (кратоны); *2* — Палео-Европа: каледониды (ранний палеозой); *3* — Мезо-Европа: герциниды (поздний палеозой); *4* — Нео-Европа: альпиды (мел — третичная эпоха).



Фиг. 4. Распространение диапиров и триасовых эвапоритов в Средиземноморской области [31].

1 — береговая линия; *2* — эвапориты; *3* — диапиры.

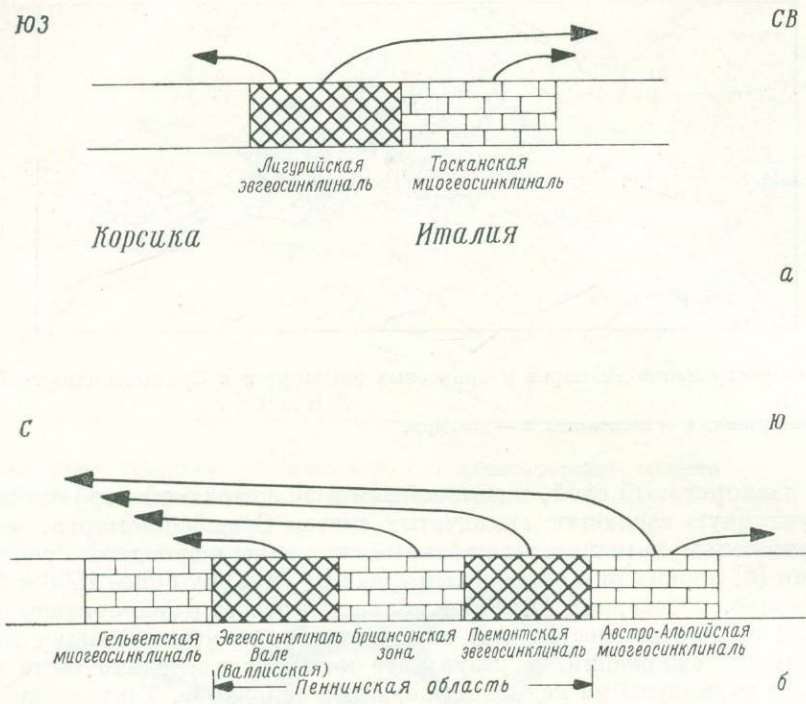
Этот эвапоритовый слой, в дальнейшем в значительной мере определивший структурную эволюцию складчатых систем Средиземноморья, местами имеет очень большую мощность: нефтяные скважины в западной Греции [21] и в Италии [6] проникли в соленосный триас на глубину более 1500 и 1000 м соответственно. В Северной Африке и вблизи Пиренеев с эвапоритами связан диапиризм; во многих местах они обусловили срыв вышележащих миогеосинклинальных отложений, в результате которого последние были смяты в складки и надвинуты на недеформированное основание. Тектонотипом для таких décollement являются горы Юра (см. статью Лаубшера на стр. 223) [1], но участки типичных срывов имеются также в Предальпийских (Субальпийских) цепях Западных Альп (Лемуан) и в Северных Апеннинах, где большой Тосканский покров перемещался к северо-западу по верхнетриасовым эвапоритам (Эльтер и Тревизан). Почти во всех остальных горных цепях Средиземноморья развитие надвигов в какой-то мере может быть связано с движением по подстилающим толщам эвапоритов. Эвапориты обычно ассоциируются с доломитами и с ячеистыми или кавернозными доломитами (Rauhwacke), что, по-видимому, не влияет на способность этих горизонтов служить поверхностями срыва даже в тех случаях, когда в них преобладают доломиты.

Во многих местах миогеосинклинальные разрезы мощнее эвгеосинклинальных. Например, Темпл [37] указывает мощности около 6 и 3 км соответственно в эллинидах, а примерные цифры для Ломбардской депрессии Южно-Альпийской миогеосинклинали и Пьемонтской эвгеосинклинали составляют соответственно 8 и 2 км. Флишевые толщи в миогеосинклиналях обычно моложе, чем в эвгеосинклиналях.

В общем миогеосинклинальные отложения в Средиземноморском регионе залегают на сиалическом основании и характеризуются наличием одного или двух эвапоритовых слоев в нижней части разреза, в основном карбонатным разрезом вышележащих толщ и более молодым флишем, чем флиш эвгеосинклиналей.

Эвгеосинклинальный комплекс. Возможно, лучше всего сохранившийся эвгеосинклинальный разрез Средиземноморья представлен лигурийскими комплексами Северных Апеннин. Согласно Эльтеру и Тревизану, для лигурийских отложений характерны внутренняя дифференциация, аллохтонное залегание на занимающих внешнее положение миогеосинклинальных толщах, присутствие офиолитов, а также отложение скорее на океаническом (симатическом), чем на сиалическом ложе. Эти особенности в различной мере

[1] В последующих ссылках на статьи, помещенные в настоящем сборнике, указывается только фамилия автора.

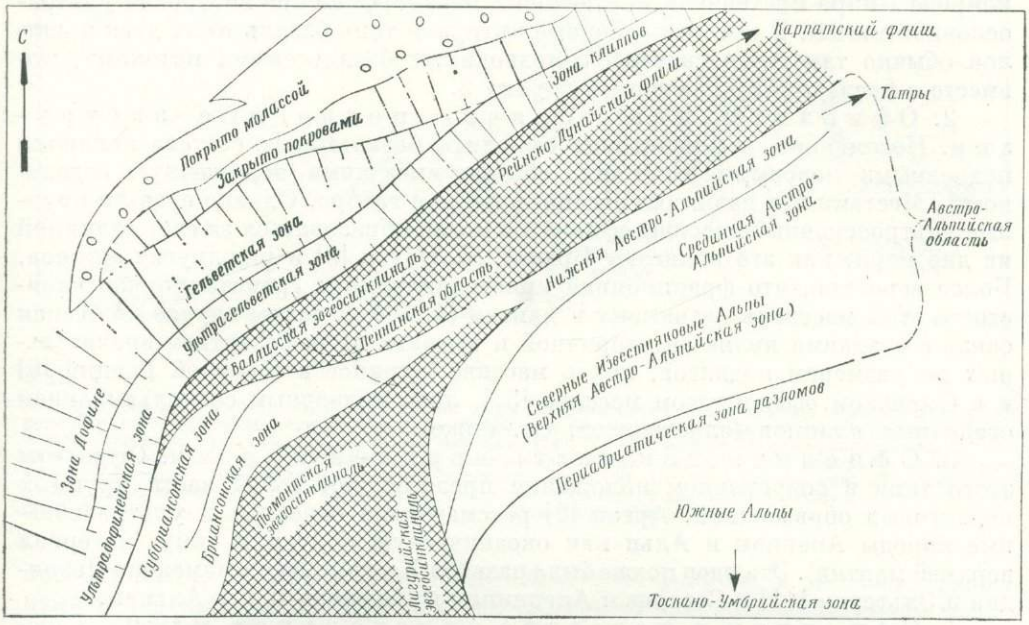


Фиг. 5. Положение мио- и эвгеосинклиналей в геосинклинали Северных Апеннин (*а*) и в геосинклинали Западных Альп (*б*).
Стрелки указывают направление перемещения пород во время орогенеза.

свойственны и другим эвгеосинклинальным комплексам Средиземноморских горных цепей. В частности, присутствие офиолитов навело Штилле [36] на мысль о необходимости обязательного разделения мио- и эвгеосинклиналей, что до сих пор может считаться главной особенностью не только Лигурийской области, но также и других горных поясов Средиземноморья.

С другой стороны, внутреннее положение Лигурийской эвгеосинклинали кажется настолько типичным, что Эльтер и Тревизан предпочитают называть эту область просто внутренней. («Внутренней» область считается потому, что она удалена от форланда дальше других палеографических зон геосинклинали.) Аналогичным образом Кер избегает определения «эвгеосинклинальный» и говорит о породах внутреннего происхождения. Однако на фиг. 5 и 6 видно, что в некоторых местах эвгеосинклиналь располагается между двумя миогеосинклинальными зонами и, таким образом, не является самой внутренней зоной.

В Северных Апеннинах эвгеосинклинальные толщи сместились из своего первоначального положения значительно дальше, чем внешний миогеосинклинальный комплекс. Ситуация в Южных Апеннинах сравнима, но в Калабрийско-Сицилийской дуге наличие кристаллических массивов сильно усложняет тектоническую интерпретацию. Согласно Керу [9], толщи эвгеосинклинального прогиба переместились дальше всего, через кристаллические массивы Калабрии и Сицилии, однако Огнибен [28] считает, что максимальное тектоническое перемещение в дуге испытали массивы вместе с внутренним миогеосинклинальным чехлом. Такая ситуация с перемещением через эвгеосинклиналь толщ внутреннего миогеосинклинального разреза обычна также и для других горных поясов Средиземноморья. В Восточных Альпах Пеннинская эвгеосинклиналь тектонически перекрыта Австро-Альпийскими



Фиг. 6. Фациальные зоны Альп [39].

покровами миогеосинклинального происхождения (Клар), а на Крите аллохтонный эвгеосинклинальный разрез перекрыт миогеосинклинальными известняками (Вундерлих). Таким образом, на большей части Средиземноморья эвгеосинклинальные отложения перемещены в среднем на бо́льшие расстояния, чем подстилающие их толщи внешних миогеосинклинальных зон, но на меньшие расстояния, чем перекрывающие их толщи внутренних миогеосинклинальных зон.

Классические граувакки, считающиеся иногда типичными эвгеосинклинальными породами, не характерны для эвгеосинклиналей Средиземноморья, возможно, в связи с отсутствием субаэрального вулканизма. Кроме того, для эвгеосинклинальной зоны не обязателен вулканизм. Он отсутствует, например, в Лигурийской эвгеосинклинали, но свойствен как эв-, так и миогеосинклинальным комплексам Центральных Альп. Метаморфизм в этом регионе не связан ни с палеогеографической зональностью, ни с предшествовавшим существованием теплового купола, а в основном представляет собой метаморфизм нагрузки, обусловленной тектоническим погружением при образовании Альпийских покровов [27].

Офиолиты в эвгеосинклиналях. Офиолитовые комплексы состоят из основных пород, таких, как базальты и габбро, а также из ультраосновных пород типа перидотитов и серпентинитов. Штейнман [35] уже давно установил, что офиолиты и связанные с ними породы представляют собой характерные геосинклинальные образования, однако неоднократно появлялись самые различные интерпретации, и только в последние годы мы пришли к более или менее определенным выводам относительно природы офиолитов. Ниже кратко описаны наиболее типичные местонахождения офиолитов и дан анализ их интерпретаций, предложенных различными авторами.

1. О ф и о л и т о в ы е и н т р у з и и в с и а л и ч е с к и х п о р о д а х. В Пиренеях ультраосновные породы (лерцолиты) ([15]; см. также статью Шукруна и Сэгюре на стр. 154) внедрялись вертикально в виде холодных интрузий, проникавших сквозь мезозойские флишевые отложения. Согласно Тернеру, осадочные породы группы Трипа в гравитационном

покрове Кипра претерпели контактовый метаморфизм при внедрении ультраосновной магмы. В осадках основные интрузии типа базальтовых даек и силлов обычно так тесно связаны с подводными базальтовыми потоками, что вместе с последними включены в группу 2.

2. Офиолиты как горячие подводные экструзии. Несомненно, что некоторые офиолиты базальтового состава являются подводными лавовыми потоками, обычно имеющими подушечную отдельность. Местами эти излияния ассоциируются с габбро. Однако едва ли крупные ультраосновные массивы офиолитов могли образоваться за счет излияний на дне моря, как это полагают Брюнн [8], Обуэн [3] и ряд других авторов. Более вероятно, что фракционная кристаллизация и гравитационная слоистость этих массивов возникают в мантии [4, 30]. В таком случае их тесная связь с осадками является вторичной и вызвана либо развитием значительных по размерам надвигов, как в массиве Вуринос в северной Греции [6] и в Оманском офиолитовом массиве [30], либо подводным соскальзыванием осадочных клиппов (олистолитов; см. ниже).

3. Офиолиты как часть верхней мантии. Офиолиты этого типа в современном положении представляют собой части крупных надвиговых образований. Арган [2] рассматривал основные и ультраосновные породы Апеннин и Альп как океаническую кору или симу (материал верхней мантии). Эта идея позже была развита Хессом [20] и применена Декандиа и Эльтером [11] к Северным Апеннинам и Петерсом [29] к Альпам.

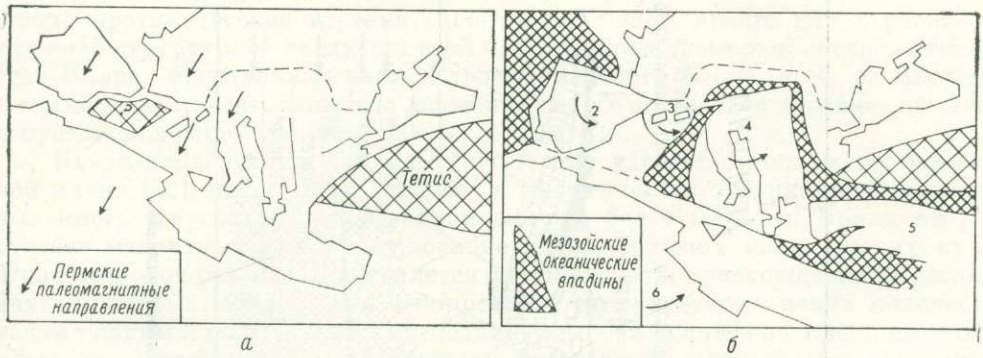
4. Офиолиты в качестве олистолитов. В 1959 г. Ганссер [18] высказал предположение, что многие офиолиты попали в осадочные геосинклинальные отложения не как интрузии, а как осадочные клиппы (олистолиты). Итальянские геологи показали, что это предположение справедливо для многих местонахождений офиолитов в Северных Аппеннинах, а также для некоторых местонахождений в динаридах, эллинидах и горных цепях Турции [5]. Однако эта теория не объясняет происхождения материнских пород олистолитов; возможно, это подводные экструзии или материал верхней мантии.

Среди офиолитов Северных Апеннин могут быть выделены олистолиты, подводные лавовые потоки и отторженцы верхней мантии. Верхнемантийные офиолиты (т. е. офиолиты хребта Бракко; см. фиг. 13 в статье Эльтера и Тревизана) не пользуются широким распространением, но это может быть обусловлено тем, что поверхность срыва Лигурийского покрова располагается в разрезе довольно высоко и только местами проходит через офиолиты. Поэтому не исключено, что вся Лигурийская эвгеосинклиналь Северных Апеннин подстилалась породами верхней мантии (Эльтер и Тревизан, фиг. 3).

При определении границ геосинклинальной области большое значение приобретают экстраполяции, основанные на распространении главных типов пород. Например, определение «эвгеосинклинальный» обычно применяют ко всем лигурийским отложениям несмотря на довольно ограниченное распространение офиолитов в Лигурийском покрове, поскольку их многие характерные особенности хорошо выдерживаются по всей Лигурийской области (даже там, где офиолиты отсутствуют). Эти «второстепенные» особенности весьма существенны для классификации геосинклиналей Средиземноморья. Если область Лигурии — Пьемонта называется эвгеосинклиналью, то это определение основывается на довольно ограниченных проявлениях офиолитов в сочетании с некоторыми общими чертами осадочных толщ.

Постгеосинклинальный комплекс. Местами кластические отложения постгеосинклинального комплекса [3] накапливались вплоть до последней тектонической фазы, сопровождавшейся горизонтальными движениями. Это можно проиллюстрировать двумя примерами из Альп и двумя из Апеннин.

Грубые брекчии среднемеловой — нижнетретичной формации Гозау в Восточных Альпах, местами трансгрессивно залегающие на надвиговых



Фиг. 7.

а — одно из возможных положений блоков коры в Средиземноморье в течение пермо-триаса; в этой реконструкции пермские палеомагнитные направления располагались параллельно. Положение Испании основывается на данных Ле Борнье с соавторами [24]; *б* — участки мезозойско-раннетретичных океанических впадин (эвгеосинклиналей) в Средиземноморье. Стрелками показаны повороты, происходившие после перми. Некоторые повороты (например, вращение Корсики и Сардинии) не происходили до позднетретичного времени. Блоки коры между континентами Европы (*1*) и Африки (*6*): *2* — Иберийский полуостров; *3* — Корсика /Сардиния; *4* — Италия/динариды; *5* — Турция.

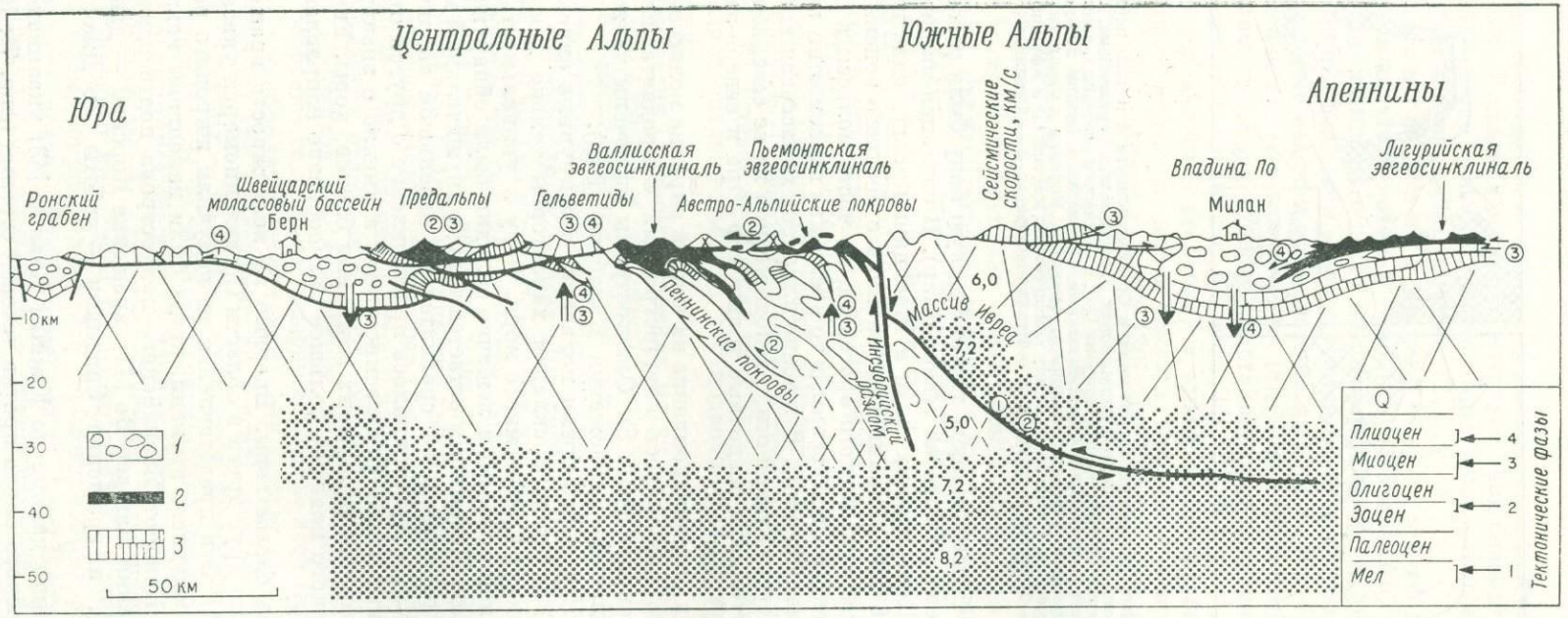
поверхностях, в более позднюю тектоническую фазу были рассечены разрывами и перемещены дальше на север (Клар). В олигоцен-миоценовом молассовом бассейне Центральных Альп в Швейцарии толща кластических осадков мощностью 6 км накапливалась начиная с позднего эоцена и до раннеолигоценового мезоальпийского орогенеза, но часть молассы в позднем олигоцене была перекрыта покровами, в то время как повсеместно продолжалось осадконакопление (Трюмпи). В течение плиоцена молассовая впадина повернулась вокруг вертикальной оси, расположенной на ее северном конце [22], одновременно оттолкнув осадочные толщи гор Юра к северо-западу на расстояние более 20 км.

В Апеннинах осадконакопление на южной окраине молассового бассейна По неоднократно нарушалось олистостромами с продвигавшегося фронта Лигурийского покрова (фиг. 8). Олистостромы включены также в посторогенные мио-плиоценовые отложения Калабрии (Кер).

Структура. Некоторое время полагали, что крупные опрокинутые пластины (покровы) и лежачие складки характерны только для Альпийских горных цепей вокруг Средиземного моря. Веру в уникальность Альп утратили с тех пор, как покровы и лежачие складки были обнаружены и в других горных поясах. Необычным остается только внушительный масштаб этих тектонических проявлений на сравнительно небольшой территории Альп. В последнее время распространилось представление о другой отличительной особенности горных цепей Средиземноморья, а именно о значительной подвижности относительно небольших плит, или блоков, коры. Еще одна черта Альпийского горного пояса — большое разнообразие направлений тектонического переноса.

Подвижность блоков коры. Впервые на возможность вращения блоков коры относительно друг друга в области Средиземноморья указал Арган [2], а затем Кэри [10]. Эти представления не получили широкого распространения вплоть до последнего времени, когда были накоплены новые палеомагнитные данные. Поворот Иберийского полуострова подтвердили палеомагнитные исследования Ван дер Во [42], вращение Корсики — данные Нэйрна и Вестфаля [26], а вращение Сардинии — работы Де Джонга с коллегами [14].

Палеомагнитные данные по Южным Альпам [43] указывают на движение Итало-Динарского блока против часовой стрелки (фиг. 7); Кер (фиг. 10) представил аргументы в пользу аналогичного поворота Италии. Единое дви-



Фиг. 8. Схематический разрез через горы Юра, Альпы и Северные Апеннины.
Направление разреза показано на фиг. 9. Сейсмические скорости по Гизе [19]. *1* — моласса; 2 — эвгеосинклиналь: 3 — миогеосинклиналь.

жение против часовой стрелки, конечно, слишком просто для отражения сложной структурной эволюции этой части Средиземноморья; согласно гипотезе Клара, фронтальная часть Итало-Динарского блока, т. е. ее Австро-Альпийский элемент, испытала движение скорее по часовой стрелке, нежели в противоположном направлении (Клар, фиг. 9).

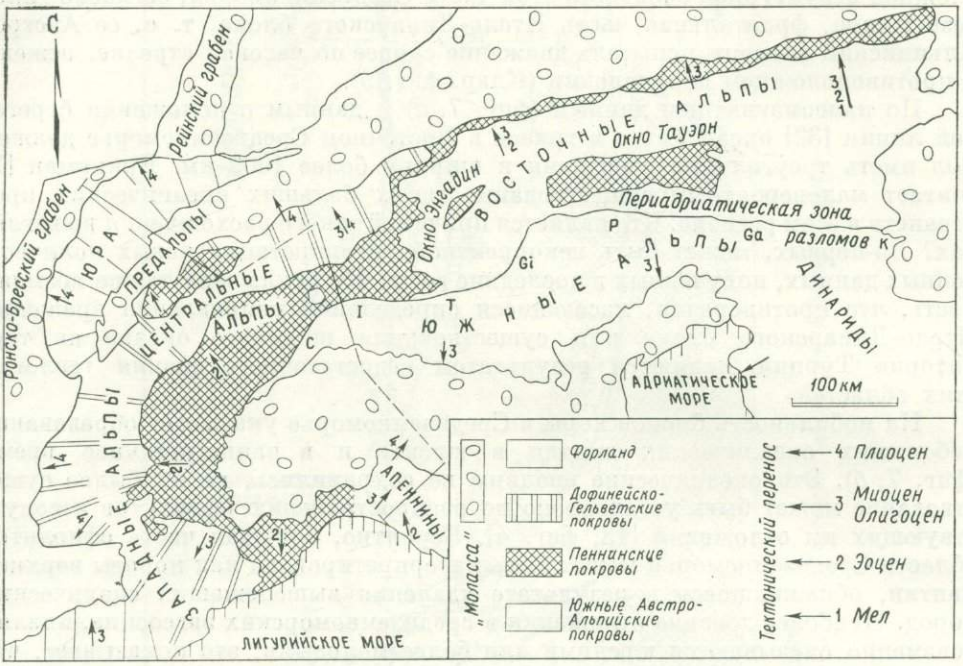
По палеомагнитным данным (фиг. 7, *а*) и данным о положении береговой линии [32] океан Тетис в триасе в Восточном Средиземноморье должен был иметь треугольные очертания и ширину более 1000 км. Бринкман [7] считает маловероятным существование таких больших океанических пространств в этом регионе. Что является причиной такого расхождения во взглядах? Во-первых, может быть некорректной интерпретация новых количественных данных, полученных в последние годы. Не исключена также возможность, что противоречия, касающиеся определения направления вращения Итало-Динарского блока или существования широкого океана на территории Турции, являются результатом недостаточного знания геологии этих областей.

На мобильность блоков коры в Средиземноморье указывает образование небольших океанических впадин в юрское и в раннетретичное время (фиг. 7, *б*). Эти океанические впадины не сохранились, но их былое существование может быть установлено по распространению офиолитов и сопутствующих им отложений [13, фиг. 4]. Вероятно, большая часть офиолитов области Средиземноморья может быть интерпретирована как породы верхней мантии, обнажившиеся в результате удаления вышележащих сиалических пород. Наиболее древние отложения в средиземноморских эвгеосинклиналях неизменно оказываются юрскими или более молодыми; это показывает, что растяжение, которое привело к поднятию материала верхней мантии [25] и формированию эвгеосинклиналей, началось не раньше юры. Некоторая часть пород верхней мантии поднялась достаточно высоко, вышла на поверхность, а затем переместилась в виде клиппов в осадочных толщах (Эльтер и Тревизан). Наконец, во время орогенических фаз офиолиты были надвинуты на смежные блоки коры.

Покровы. Формирование надвигов в Средиземноморье растянулось на длительное время (фиг. 8). Движения впервые начались в мелу в Карпатах и Восточных Альпах; в горах Юра складчатость имела место только в плиоцене. В некоторых местах в Центральных Альпах движения продолжались и в плейстоцене (Трюмпи).

Надвигание более древних пород на более молодые, хотя и свидетельствует о локальном сжатии, не обязательно подразумевает повсеместное синхронное сжатие. Так, в Карпатах и в Восточных Альпах имеются несомненные следы надвигания в мелу (Клар), в то время как в Центральных Альпах указания на такое надвигание отсутствуют (Трюмпи). В Лигурийской эвгеосинклинали фиксируются только вертикальные движения этого времени, а верхнемеловые базальты, интрузии и многочисленные дайки на Кипре (Тернер) указывают, что дно Средиземного моря в этом месте интенсивно расширялось.

На наличии или отсутствии пород доальпийского основания может быть построена четкая классификация чрезвычайно разнообразных альпийских надвиговых пластин и лежачих складок. Конечно, отсутствие таких пород не дает однозначного указания на то, что породы основания не были вовлечены в надвигание: они могли быть эродированы или же оказаться под морем или под более высокими надвиговыми пластинами. Такие запутанные соотношения между покровами с участием и без участия основания описали в Пиренеях Шукрун и Сэгюре. Здесь корневые зоны покровов не перекрыты более молодыми покровами, как это обычно наблюдается в Альпах. Исчезновение в Альпах тыловых частей или корневых зон покровов Трюмпи называет субдукцией (subduction).



Фиг. 9. Схематическая геологическая карта Альп.

Стрелки показывают направления, а цифры — ориентировочное время тектонических движений. Периадриатическая зона разломов включает следующие разломы: *С* — Канавезе, *I* — Инсубрийский, *Т* — Тонале, *Gi* — Юдикарийский, *Р* — Пустерталь, *Ga* — Гайль и *К* — Караванке.

Фиг. 10. Направления тектонического переноса в Средиземноморской области.

1 — Гибралтарская дуга; *2* — Калабрийско-Сицилийская дуга; *3* — Западно-Альпийская дуга; *4* — Карпатская дуга; *5* — Эгейская дуга.

Породы Пеннинских покровов и лежачих складок были вдавлены до больших глубин (согласно Ниггли [27], до 30 км) Австро-Альпийскими покровами, слагающими фронтальную часть Итало-Динарского блока. Австро-Альпийские покровы состоят главным образом из сиалических пород фундамента; возможно, что так называемая зона Ивреа представляет собой часть верхней мантии (фиг. 8). Прямые данные об участии основания в складчатости гор Юра или покровов Северных Апеннин отсутствуют, но это может быть и ошибочным впечатлением. Согласно Лаубшеру, максимальное 20-километровое смещение гор Юра связано со становлением Гельветского покрова Моркле. Предальпы и массы надвинутых пород в Южных Альпах состоят исключительно из пород Альпийской геосинклинали, но то обстоятельство, что область корней Предальпийских покровов была впоследствии перекрыта Австро-Альпийскими покровами, затрудняет оценку роли основания в начальную стадию их движения. Их конечное становление происходило почти наверняка в виде поверхностных покровов скольжения.

В Северных Апеннинах лигурийские элементы, происходящие из Лигурийской эвгеосинклинали, и часть Тосканского покрова, происходящая из внешней миогеосинклинали, пришли из участков, ныне занятых Лигурийским морем. Это не единственное место, где в результате погружения область корней покровов скрыта от прямых наблюдений: в Средиземноморье можно наметить пять таких погруженных орогенических центров (фиг. 10). Повсюду вокруг этих орогенических центров тектонический перенос был радиальным, направленным от центра к периферии, т. е. центробежно по отношению к ним.

Разнообразие направлений тектонического переноса. Поразительная особенность тектоники Средиземноморья — большое разнообразие направлений перемещения (фиг. 9, 10). В прошлом обычные «объяснения» сводились к отказу от одного из направлений перемещения. Например, юго-западные движения в западной части Южных Альп [12] либо отрицались, либо трактовались как результат движения кристаллического фундамента на север; это позволяло объяснить структуру Альп очень просто — все тектонические структуры в Альпах могли указывать на относительное движение к северу Африканского континента [33, 34]. Когда поняли, что структура Альп не могла быть создана одним механизмом, стало также ясно, что большое разнообразие направлений перемещения по крайней мере частично связано с рядом отдельных тектонических фаз, часто имевших совершенно различную природу. Трюмпи разделил тектонические движения в Центральных Альпах на отдельные фазы, а Фалло [17] и позднее Ван Беммелен [40] четко отделили в Альпах древние тектонические фазы с северным направлением тектонического перемещения от молодых фаз с перемещением к югу.

Центробежное размещение надвиговых пластин в Средиземноморье вокруг орогенических центров очень изящно объяснил Ван Беммелен (1933 г. и позже). Согласно его модели, центры тектонической активности были подняты таким образом, что радиально по направлению к периферии могло происходить гравитационное скольжение, за которым следовало обрушение центральной части. Кер разработал аналогичную модель для Калабрийско-Сицилийской дуги, но он принимал во внимание и движение смежных блоков коры. Различные интерпретации были даны Эндрью с соавторами [1] и Лаубшером [22], который объясняет дугообразные структуры Гибралтара и Западных Альп исключительно движением блоков коры.

Выводы. Основные черты горных поясов Средиземноморья могут быть суммированы следующим образом:

1. Альпийские геосинклинальные отложения подстилаются в основном сиалическими континентальными породами.

2. Слои эвапоритов и Rauhwacke в нижних частях миогеосинклинальных комплексов в значительной степени предопределяют образование срывов и поверхностей надвигания в ходе последующего орогенеза.

3. Эвгеосинклинальные толщи, как правило, менее мощные, чем миогеосинклинальные, с меньшим содержанием карбонатных и флишевых пород, отлагались на частично симатическом (океаническом) ложе.

4. Офиолиты складчатых поясов могут иметь либо экструзивное, либо интрузивное происхождение; некоторые из них представляют собой перемещенные фрагменты эвгеосинклинального дна океана. Эти основные и ультраосновные породы верхнемантийного происхождения были местами перекрыты подводными излияниями базальтов, часто включались в осадочный разрез в виде клиппов и в конце концов надвигались на смежные континенты вместе с вмещающими осадочными толщами.

5. Структурную эволюцию Средиземноморского региона определяла большая подвижность нескольких блоков коры. Эта подвижность могла быть частью более крупномасштабных событий — раздвигания Европы/Африки и Северной Америки.

6. До позднего мела главным движением блоков коры в Средиземноморском регионе было растяжение; в восточной части (Турция) оно продолжалось до раннетретичного времени. С этими движениями было связано образование эвгеосинклиналей.

7. Наиболее ранние движения со сжатием в геосинклинали происходили в мелу одновременно с формированием новой океанической коры в других частях области Средиземноморья.

8. Покровы можно разделить на два типа: с участием основания и без него. В Центральных Альпах, где наблюдаются оба типа, блоки коры с отложениями внутренних миогеосинклинальных зон перекрывают внешние миогеосинклинальные блоки; покровы эвгеосинклинального происхождения заключены между ними.

9. Большое разнообразие направлений тектонического переноса должно рассматриваться в свете проявления нескольких тектонических фаз с различным механизмом перемещения.

10. Дуги Средиземноморья были описаны как результат последовательного поднятия, центробежного соскальзывания и обрушения орогенического центра, а также как конечный результат столкновения двух или большего количества плит. Видимо, происхождение большинства наблюдаемых структур можно объяснить комбинацией этих процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andrieux J., Fontboté J. M., Mattauer M.*, Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar, Earth Planet. Sci. Lett., **12**, pp. 191—198, 1971.
2. *Argand E.*, La Tectonique de l'Asie, Comptes Rendus 13ème Congr. Géol. Int., pp 171—372, 1924.
3. *Aubouin J.*, Geosynclines: Developments in geotectonics, **1**, Amsterdam, Elsevier, 335 p., 1965 [см. русский перевод: *Обуэн Ж.*, Геосинклинали: проблемы происхождения и развития, «Мир», М., 1967].
4. *Bezzi A., Piccardo G. B.*, Structural features of the Ligurian ophiolites, Mem. Soc. Geol. Italiana, **10**, pp. 53—63, 1971.
5. *Bortolotti V., Passerini P.*, Development of the Northern Apennines geosyncline: Magmatic activity, Sed. Geol., **4**, pp. 599—624, 1970.
6. *Bortolotti V., Passerini P., Sagri M., Sestini G.*, Development of the Northern Apennines geosyncline: the miogeosynclinal sequences, Sed. Geol., **4**, pp. 341—344, 1970.
7. *Brinkmann R.*, Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia, Geol. Soc. Am. Bull., 83, pp. 819—826, 1972.
8. *Brunn J. H.*, Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrionale et d'une partie de la Macédoine occidentale, Ann. Géol. Pays Helleniques, **7**, pp. 1—358, 1956.
9. *Caire A.*, Sicily in its Mediterranean setting, in: *Alvarez W., Gohrbrandt K. H. A.*, eds., Geology and history of Sicily, Tripoli, Petroleum Expl. Soc. Libya, pp. 145—170, 1970.
10. *Carey S. W.*, A tectonic approach to continental drift, in: *Carey S. W.*, ed. Continental drift, a symposium, Hobart, University of Tasmania, pp. 177—355, 1958.

11. *Decandia F. A., Elter P.*, Riflessioni sul problema delle ofioliti nell' Apennino settentrionale (Nota preliminare), Atti. Soc. Toscana Sci. Nat., Mem., Ser. A, **76**, 1969.
12. *De Jong K. A.*, Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali, Boll. Soc. Geol. Ital., **86**, pp. 749—776, 1967.
13. *De Jong K. A.*, Mediterranean geology, A review, Kagaku, **42**, pp. 283—291, 1972.
14. *De Jong K. A., Manzoni M., Zijderveld J. D. A.*, Palaeomagnetism of the Alghero trachyandesites, Nature, **224**, pp. 67—69, 1969.
15. *Den Tex E.*, Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting, and history: A contribution to the discussion of the paper «The origion of ultramafic and ultrabasic rocks» by P. J. Wyllie, Tectonophysics, **7**, pp. 457—488, 1969.
16. *Dietz R. S.*, Continent and ocean basin evolution by spreading of the seafloor, Nature, **190**, 1964 [см. русский перевод в кн. «Новая глобальная тектоника», «Мир», М., 1974].
17. *Fallot P.*, Les dilemmes tectoniques des Alpes Orientales, Ann. Soc. Géol. Belgique, **78**, pp. 147—170, 1955.
18. *Gansser A.*, Ausseralpine Ophiolithprobleme, Eclog. Geol. Helv., **52**, 1959.
19. *Giese P.*, Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone, Ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung, Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt., **48**, pp. 251—284, 1968.
20. *Hess H. H.*, History of the ocean basins, in: *Engel A. E. J. et al.*, eds., Petrologic studies, A volume in honor of A. F. Buddington, New York, Geol. Soc. Am., 1962 [см. сокращенный русский перевод в кн. Штилле Г., Избранные труды, «Мир», М., 1964].
21. *Jenkins D. A. L.*, Structural development of Western Greece, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **56**, pp. 128—149, 1972.
22. *Laubscher H. P.*, Ein kinematisches Modell der Jurafaltung, Eclog. Geol. Helv., **58**, pp. 231—318, 1965.
23. *Laubscher H. P.*, The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications, Am. J. Sci., **271**, pp. 193—226, 1971.
24. *LeBorgne E., LeMouël J. L., LePichon X.*, Aeromagnetic survey of southwestern Europe, Earth Plan. Sci. Lett., **12**, pp. 287—299, 1971.
25. *Maxwell J. C.*, The Mediterranean, ophiolites, and continental drift, in: *Johnson H., Smith B. L.*, eds., The megatectonics of continents and oceans, New Brunswick N. J., Rutgers University Press, pp. 167—193, 1970.
26. *Nairn A. E. M., Westphal M.*, A second virtual pole from Corsica, the Ota gabbrodiorite, Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol., **3**, pp. 277—286, 1971.
27. *Niggli E.*, Alpine Metamorphose and alpine Gebirgsbildung, Fortschr. Miner., **47**, pp. 16—26, 1970.
28. *Ogniben L.*, Paleotectonic history of Sicily, in: *Alvarez W., Gohrbrandt K. H. A.*, eds., Geology and history of Sicily, Tripoli, Petroleum Expl. Soc. Libya, pp. 133—143, 1970.
29. *Peters Tj.*, Rocks of the alpine ophiolitic suite, Discussion on the paper «The origin of ultramafic and ultrabasic rocks» by P. J. Wyllie, Tectonophysics, **7**, pp. 507—509, 1969.
30. *Reinhardt B. M.*, On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline, Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt., **49**, pp. 1—30, 1969.
31. *Sander N. J.*, Structural evolution of the Mediterranean region during the Mesozoic era, in: *Alvarez W., Gohrbrandt K. H. A.*, eds., Tripoli, Petroleum Expl. Soc. Libya, pp. 43—132, 1970.
32. *Smith A. G.*, Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic, Geol. Soc. Am. Bull., **82**, pp. 2039—2070, 1971.
33. *Staub R.*, Der Bau der Alpen, Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., **52**, 272 p., 1924.
34. *Staub F.*, Betrachtungen über den Bau der Südalpen, Eclog. Geol. Helv., **42**, 1949.
35. *Steinmann, G.*, Geologische Beobachtungen in den Alpen, II: Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine, Ber. Naturforsch. Ges. Freiberg, Breisgau, **16**, pp. 44—65, 1905.
36. *Stille H.*, Einführung in den Bau Nordamerikas, Berlin, Borntraeger, 717 p., 1940.
37. *Temple P. G.*, Mechanics of large-scale gravity sliding in the Greek Peloponnesos, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, pp. 687—700, 1968.
38. *Trümpy R.*, Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen, Umschau, **65**, pp. 573—577, 1965.
39. *Trümpy R.*, Notes accompanying lectures in Jerusalem (Israel) and Bethlehem (USA), 1972.
40. *Van Bemmelen R. W.*, Die Anwendung der Undationstheorie auf das Alpine System in Europa, Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam, **36**, pp. 740—749, 1933.
41. *Van Bemmelen R. W.*, New views on East-Alpine orogenesis, Rep. 21st. Int. Geol. Congr. Copenhagen, **18**, pp. 99—116, 1960.
42. *Van der Voo R.*, Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula, Tectonophysics, **7**, pp. 5—56, 1969.
43. *Zijderveld J. D. A., Hazeu G. J. A., Nardin M., Van der Voo R.*, Shear in the Tethys and the paleomagnetism in the Southern Alps, including new results, Tectonophysics, **10**, pp. 639—661, 1970.

ТЕКТОНИКА ПИРЕНЕЕВ: РОЛЬ СЖАТИЯ И СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

П. Шукрун, М. Сэгюре [1]

В настоящее время можно с уверенностью говорить о расшифровке структурной геометрии и тектонической эволюции Пиренеев [14, 20, 4, 5]. Однако динамические проблемы, возникающие в связи с изучением этой цепи, еще не рассматривались в свете последних данных. Цель настоящей статьи — определить механизмы, обусловившие деформации во время пиренейского тектогенеза. Мы исследуем два типа *a priori* возможных моделей. Первая модель предусматривает в основном сжатие на уровне коры и объясняет тектогенез как результат относительного сближения Иберийской и Европейской плит. В таком случае общая слагающая сил, приложенных к цепи, близка к горизонтальной. Вторая модель, наоборот, обращается к существенно вертикальным силам и объясняет формирование структуры Пиренеев гравитационными явлениями.

Чтобы сделать выбор между этими двумя моделями или найти компромиссное решение, мы проанализируем 1) геометрию структур, которым должны соответствовать модели, и 2) способ деформации и ее эволюцию, что, по нашему мнению, представляет эффективное средство проверки гипотез.

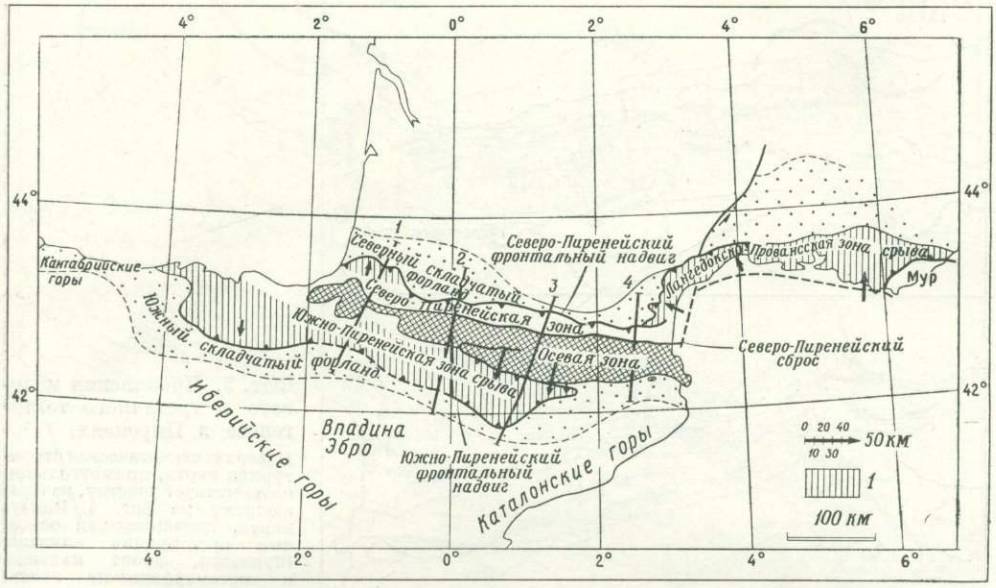
Общая геометрия цепи: структурные зоны. Пиренеи являются частью почти линейной, вытянутой с востока на запад цепи, протягивающейся более чем на 1000 км от Астурии на западе до Прованса на востоке. На фиг. 1, 2 и 3 показано основное структурное деление и общий стиль цепи. Осевая зона, сложенная палеозойскими породами, испытавшими герцинскую складчатость, окаймляется Северо-Пиренейской и Южно-Пиренейской зонами, сложенными деформированными мезозойскими, главным образом меловыми, толщами. Изображенный на фиг. 2 разрез указывает на относительную симметрию по обе стороны от осевой зоны с северной вергенцией на севере и южной на юге. Таким образом, Пиренеи можно рассматривать как цепь с двойной вергентностью.

Северо-Пиренейская зона. Для этой зоны особенно характерно наличие крупных вертикальных разломов и складок, обычно имеющих крутые осевые плоскости. Разрывы, из которых наиболее значительным является Северо-Пиренейский разлом, связаны с древними позднегерцинскими разломами фундамента [11, 7]. В течение мезозойского этапа наиболее явной компонентой движения было вертикальное перемещение по сбросам (амплитуда которых местами достигает 5000 м), однако установлено, что в этот период происходили и значительные горизонтальные движения [9].

Ультраосновные породы (лерцолиты) и другие недосыщенные породы (эписиениты и пикриты) по крайней мере частично внедрились в течение этой меловой фазы растяжения. Возраст внедрения лерцолитов в Западных Пиренеях послеаптский или предсеноманский. Об этом свидетельствуют жилы, не прорывающие отложений моложе апта, и лерцолитовые гальки в сеноманских отложениях. Что касается Восточных Пиренеев, то здесь можно говорить только о дотектоническом, т. е. предэоценовом, возрасте [3]. Эписиениты и пикриты внедряются в толщи верхнего мела.

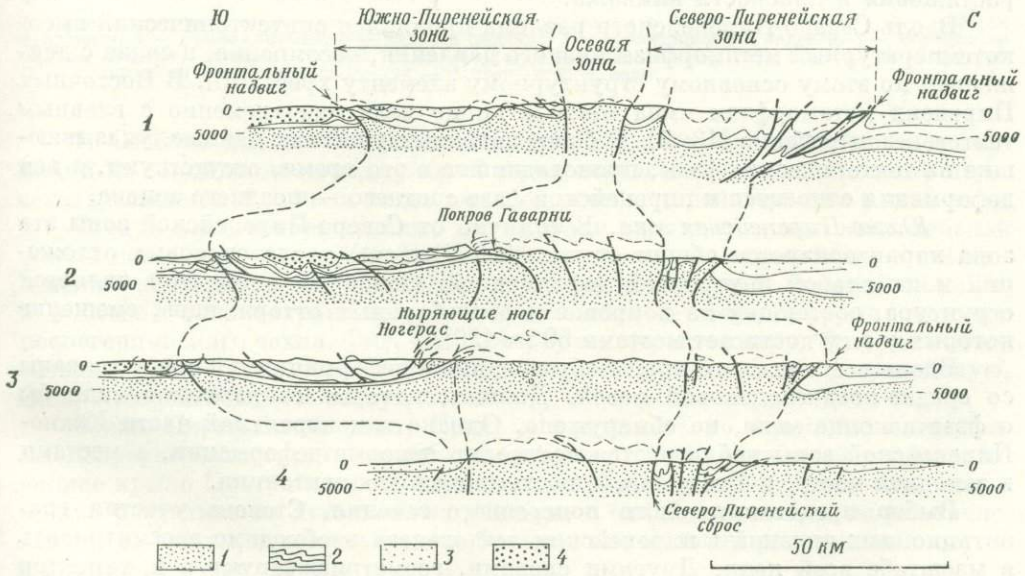
За некоторыми исключениями (в Лангедоке и у Ортеза и Корбьера), мезозойские отложения во время фаз сжатия не испытали значительного смещения по отношению к герцинскому фундаменту. Существовавшие ранее

[1] Лаборатория структурной геологии, Лангедокский университет науки и техники, Монпелье, Франция.



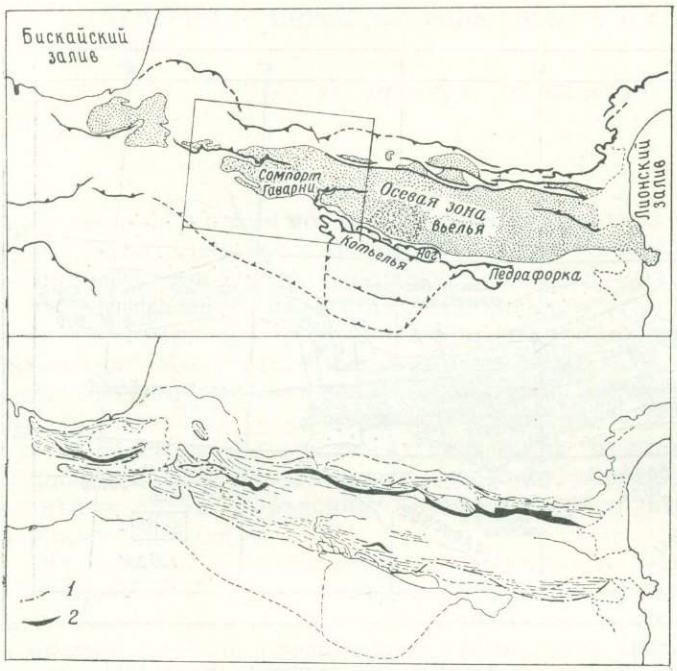
Фиг. 1. Главные структурные элементы Пиренейского складчатого пояса ([14], с небольшими изменениями).

1 — зоны с сорванными мезозойско-эоценовыми отложениями. Стрелки указывают направление горизонтального смещения сорванных комплексов.



Фиг. 2. Схематизированные разрезы через Пиренеи.

Линии разрезов показаны на фиг. 1. *1* — герцинский фундамент; *2* — мезозой; *3* — эоцен; *4* — олигоцен.



Фиг. 3. Проявления мелового и третичного тектогенеза в Пиренеях.

Наверху: схематическая структурная карта; прямоугольник соответствует участку, изображенному на фиг. 4. Внизу: карта, показывающая основные простирания кливажа (пунктир), фронт кливажа и метаморфические пояса. *1* — фронт кливажа; *2* — метаморфические пояса.

сбросы были вновь активизированы, но сложным образом: либо как взбросы, либо как сдвиги. Местами структуры были резко искривлены (фиг. 4). Деформации часто неравномерны с варьирующим наклоном оси деформации растяжения в плоскости кливажа.

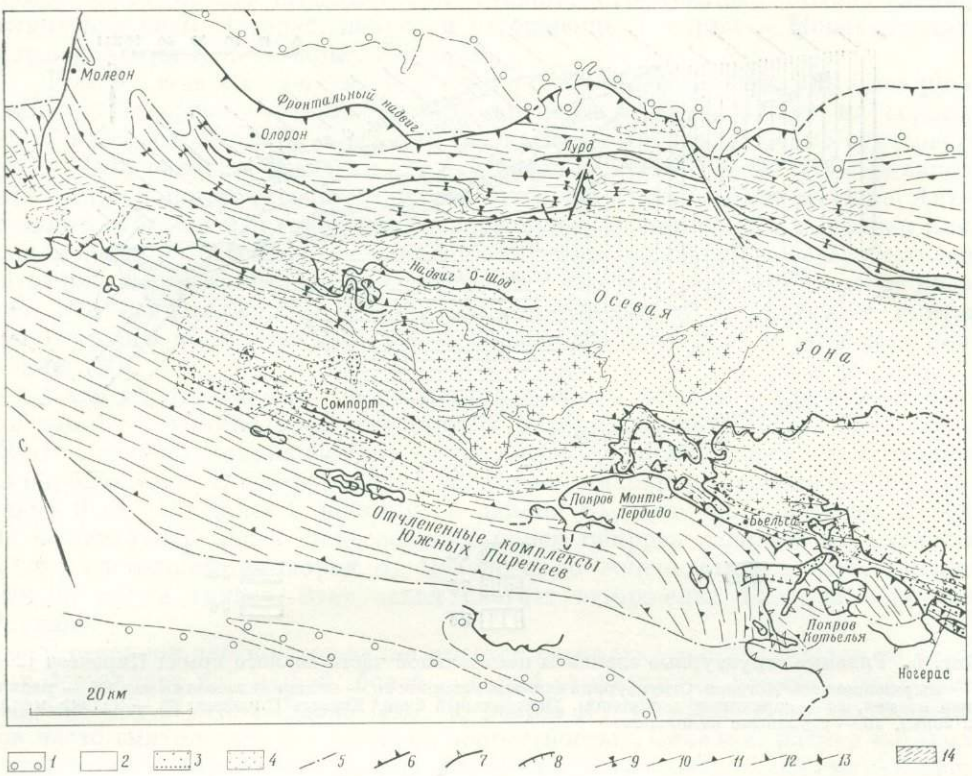
Вдоль Северо-Пиренейского разлома проявился синтектонический высокотемпературный метаморфизм низкого давления, несомненно, в связи с движением по этому основному структурному элементу хребта [5]. В Восточных Пиренеях метаморфизм имел место в конце мела одновременно с главным тектогенезом региона [13, 5]. В более западных участках данные, указывающие на тектонические фазы, происходившие в это время, отсутствуют, и вся деформация относится к пиренейской фазе среднего — позднего эоцена.

Южно-Пиренейская зона. В отличие от Северо-Пиренейской зоны эта зона характеризуется общим срывом (décollement) послетриасовых отложений и их слабой внутренней деформацией. Основным элементом является структура, состоящая из покровов и обособленных отторженцев, смещение которых к югу достигает местами 50 км [20].

Вдоль всего южного крыла образование и деформация покровов связаны со средне-позднеэоценовой фазой. Данных, которые свидетельствовали бы о фазе в конце мела, не обнаружено. Однако в центральной части Южно-Пиренейской зоны наблюдаются послеолигоценовые деформации, а местами в западной части, в Басконии,— послемиоценовая тектоника.

Выбор представительного поперечного сечения. Степень участия гравитационных явлений в пиренейском тектогенезе необходимо рассматривать в масштабе всей цепи. Другими словами, геометрию структур и характер деформации следует изучать в поперечном сечении, захватывающем Северо-Пиренейскую, Южно-Пиренейскую и осевую зоны. Кроме того, выбор поперечного сечения должен определяться также следующими факторами:

1. Сечение должно позволять сравнивать одновозрастные структуры. Поскольку в южной зоне деформации в основном позднеэоценовые, восточная часть цепи исключается из рассмотрения, так как в этой части Северо-Пиренейской зоны деформации происходили в конце мела.



Фиг. 4. Структурная карта района исследований (местоположение показано на фиг. 3).
1 — олигоцен — миоцен; *2* — мезозой — эоцен; *3* — пермо-триас (южный склон); *4* — палеозойский фундамент; *5* — фронт кливажа; *6* — надвиги сжатия; *7* — гравитационные надвиги; *8* — нормальные сбросы. Падение кливажа первой фазы (*9*—*13*): *9* — вертикальное; *10* — крутое; *11* — среднее; *12* — пологое; *13* — горизонтальное. *14* — кливаж второй фазы.

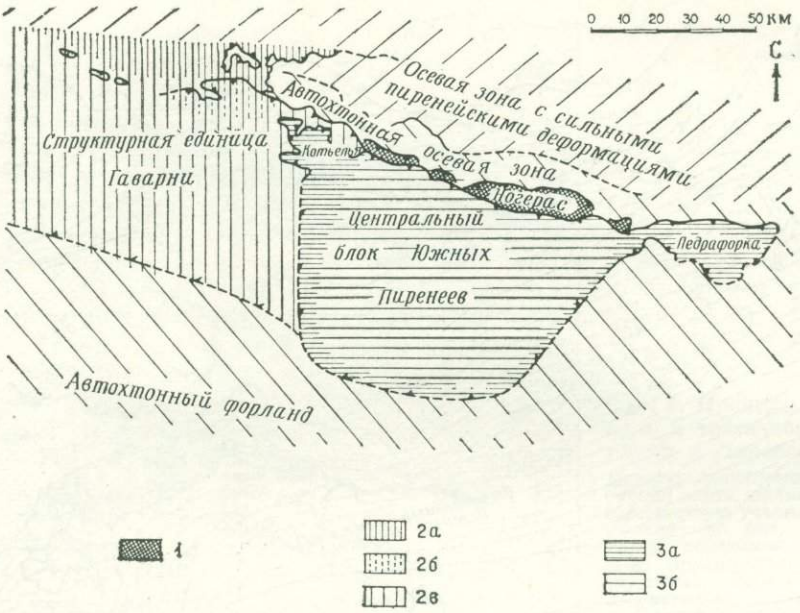
2. Сечение должно позволять оценить воздействие пиренейских деформаций на герцинские породы осевой зоны, вследствие чего оно должно пересекать максимальное количество выходов постгерцинского чехла в этой зоне.

Следуя этим соображениям, мы выбрали западный конец палеозойской осевой зоны (фиг. 4). Здесь представлены все южно-пиренейские элементы и можно показать одновозрастность структур северного и южного склонов, а в осевой зоне сохранились многочисленные останцы деформированного послегерцинского чехла. Фиг. 4 иллюстрирует характер структур вдоль этого сечения. Мы будем последовательно рассматривать Южно-Пиренейскую, Северо-Пиренейскую и осевую зоны.

Южно-Пиренейская зона. Если не принимать во внимание олигоцен-миоценовую молассу, имеющую по существу постпиренейский возраст, то южное крыло Центральных и Западных Пиренеев в структурном отношении можно разделить на автохтонные участки, с одной стороны, и на многочисленные элементы, перемещенные на большее или меньшее расстояние к югу,— с другой [20, фиг. 5, 6].

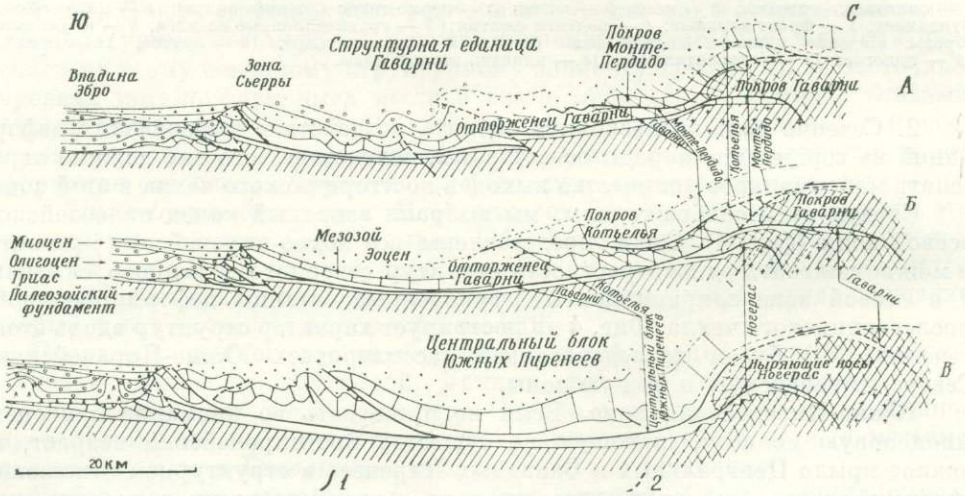
Автохтон. Автохтон частично представлен недеформированными или слабо деформированными толщами перед фронтом сорванных масс. Кроме того, к нему относится южная часть осевой зоны.

Перемещенные на юг элементы. Эти элементы включают как покровы с аномальными контактами, так и простые отчлененные толщи без аномальных контактов. Любой элемент может в общем наблюдаться в обеих формах с переходом одной формы в другую как по простиранию, так и вкрест его.



Фиг. 5. Главные структурные элементы центральной части южного крыла Пиренеев [20].

1 — ныряющие носы Ногерас. Структурная единица Гаварни: *2а* — надвиг палеозоя на мел, *2б* — надвиг мела на мел, *2в* — сорванные комплексы. Центральный блок Южных Пиренеев: *3а* — надвиг мела на эоцен, *3б* — сорванные комплексы.



Фиг. 6. Схематические разрезы, показывающие соотношения различных структурных элементов южного крыла Центральных Пиренеев.

1 — надвиги пиренейской фазы (поздний эоцен); *2* — предполагаемые надвиги олигоценовой фазы.

Снизу вверх можно выделить три главных структурных подразделения: ныряющие носы Ногерас, покров и отторженцы Гаварни — Монте-Пердидо и центральный блок Южных Пиренеев.

Ныряющие носы Ногерас. Ныряющие носы, или têtes plongeantes, Ногерас — это синформные антиклинали, состоящие из герцинского ядра, сложенного породами девона или карбона, и пермо-триасового чехла. Они располагаются на триасовом чехле осевой зоны. В более западных частях кливаж осевой плоскости неизменно имеет южное падение. Автохтонный субстрат ныряющих носов затронут складчатостью и пронизан кливажом разлома с северным падением. Местами падающий к северу кливаж автохтона постепенно переходит в кливаж аллохтона, имеющий южное падение. Это свидетельствует о том, что становление и последующее смятие структурного комплекса Ногерас произошло в одну фазу герцинских движений [20].

Структурная единица Гаварни — Монте-Пердидо. Эта единица включает покров Гаварни и отторженцы Гаварни — Монте-Пердидо. Покров состоит из верхнепалеозойских пород, залегающих на породах мела. В самом районе Гаварни минимальное перемещение покрова равно 9 км, но далее к востоку, в районе Бьельса, оно достигает 15 км. Во фронтальной части палеозойских пород покрова залегает их прежний чехол, состоящий из пород от мелового до эоценового возраста, сорванных по слоям триаса. Этот чехол слагает отторженец Гаварни — Монте-Пердидо.

В северной части отторженца имеется несколько чешуй, каждая из которых составляет небольшой, более высокий структурный элемент, аналогичный массиву Монте-Пердидо (фиг. 6, разрез *А*). Основание мелких элементов часто смято в складки с южной вергентностью. Складки, размер которых колеблется от первых метров до нескольких сотен метров, формировались во время образования кливажа одновременно с надвиганием палеозойских пород, поэтому ясно, что перемещение мелких чешуй произошло до образования покрова. Однако мы полагаем, что это наложение двух, по-видимому, последовательных фаз во фронтальной зоне является результатом простой эволюции деформации в корневой зоне [20].

Центральный блок Южных Пиренеев. Эта структурная единица охватывает две зоны аномального залегания: на западе меловые отложения покрова Котьелья покоятся на отторженце Гаварни — Монте-Пердидо, а на востоке мел покрова Педрафорка налегает на автохтонный эоцен гор Сьерра-дель-Кади. В промежутке между этими двумя покровами мезозойские и третичные отложения сорваны по слоям триаса. Наибольшее смещение 50 км испытал центральный блок Южных Пиренеев в покрове Котьелья (25 км для подстилающего комплекса Гаварни — Монте-Пердидо плюс 25 км для покрова Котьелья, перемещенного по этому комплексу) и 30 км в покрове Педрафорка.

В общем случае при переходе от нижележащих к вышележащим структурным элементам интенсивность деформации уменьшается. В автохтоне очень часто развиты складки с кливажом течения и с увеличением мощности слоев в замках. В массиве Ногерас на смену приходит кливаж разлома, а в чехле покрова Гаварни — кливаж растворения. В центральном блоке Южных Пиренеев, где формирование слабой складчатости связано с изгибом и трещинами скалывания, кливаж очень редок.

Северо-Пиренейская зона. В отличие от южного крыла на северном крыле невозможно выделить отдельные структурные элементы. Западная часть этой зоны ограничена с севера фронтальным Северо-Пиренейским надвигом, а с юга — вертикальными сбросами или взбросами с северным падением, такими, как надвиг О-Шод. Фронтальный надвиг представляет собой важную структурную границу, вдоль которой складчатый пояс был смещен

на 2—5 км к северу по слабо деформированным платформенным толщам форланда.

Мезозойские отложения, охваченные тектогенезом, могут быть грубо разделены на существенно карбонатные (юра — апт) и песчано-сланцевые (альб — верхи мела) отложения. Как будет показано ниже, картируемые структуры и связанные с ними микроструктуры созданы двумя наложенными фазами складчатости [4].

Главная фаза складчатости. В западной части зоны Северных Пиренеев в результате этой фазы складчатости были сформированы широтные складки с кливажом осевой плоскости S_1, обычно круто падающим к северу или югу. Интенсивность деформации, созданной в течение этой фазы, уменьшается с юга на север. В южной, метаморфической части зоны, где известняки испытывают течение, складчатость синметаморфическая и изоклинальная. Севернее происходит быстрый переход от кливажа течения к кливажу разлома, поскольку расплющивание становится менее значительным; в типе складок комбинируются расплющивание и изгиб. За пределами фронта кливажа доминирующим механизмом деформации является комбинация изгибания и скалывания [1, 2].

Однако детальное изучение структур позволило обнаружить некоторые локальные усложнения: 1) местами простирание кливажа резко меняется, как в Лурде [4] и Молеоне [19]; 2) преимущественно вертикальный кливаж местами может выполаживаться, а затем снова становиться крутым, как в Лурде [4]; 3) погружение осей складок, измеряемое в плоскостях S_1, может изменяться, как в Олороне. Эти усложнения деталей указывают на неоднородный характер деформации. Неоднородности частично вызваны нормальными вариациями механических свойств пород юрско-мелового разреза, а частично обусловлены существованием структур, возникших до сжатия, особенно сбросов. Последние активно развивались во время мелового этапа растяжения, ориентированного по двум главным направлениям — близкому к меридиональному и почти широтному. Сбросы ощутимо содействовали неоднородности деформации сжатия, поскольку они, с одной стороны, приводили в соприкосновение породы с разными механическими свойствами, а с другой — нарушали сплошность пород сами по себе. Сбросы с южным простиранием превратились в основном в сдвиги; на их обоих концах часто можно наблюдать значительные искривления простирания, как в Молеоне [19] и Лурде [4]. Широтные сбросы превратились во взбросы с южным или северным направлением надвигания, а также в сдвиги.

Вторая фаза складчатости. Вторая фаза проявляется обычно на юге западной части Северо-Пиренейской зоны, где она представлена складками с северной вергентностью, простирание которых колеблется от СВ 50° до восточного. Для них характерен кливаж разлома S_2, который обычно имеет слабое южное падение. Этот второй кливаж также характеризуется резкими локальными изменениями простирания и может проявляться в виде двух сопряженных систем кливажа, что наводит на мысль о субвертикальном направлении сокращения. Эта вторая фаза является в основном постметаморфической.

Пиренейские структуры в герцинской осевой зоне. В герцинских толщах осевой зоны прямые доказательства пиренейской деформации не обнаружены. Чтобы оценить эффект пиренейского сжатия в осевой зоне, нужно проанализировать, с одной стороны, данные о постгерцинском чехле (например, пермские отложения в Сомпорте и меловые в пограничной зоне), а с другой — деформацию постгерцинских жил в палеозойских породах.

Структуры чехла. Структура О-Шод (фиг. 4, 9) сложена смятыми в лежачие складки палеозойскими и меловыми отложениями, надвинутыми на юг, на автохтонный верхний мел, несогласно залегающий на палеозое [21]. Амплитуда перемещения достигала 7 км. В корневой зоне надвига осевые плоскости

складок и кливаж простираются в широтном направлении и почти вертикальны; с удалением от корней кливаж выполаживается и в конце концов становится горизонтальным.

На западном окончании осевой зоны залегающие в ее верхах меловые отложения характеризуются складками с кливажом, а также смещением к югу по небольшому надвигу. В этой же зоне близ перевала Сомпорт в пермских красноцветных пелитах обнаружен интенсивный сланцеватый кливаж с хлоритовым метаморфизмом низкой ступени, крупные опрокинутые складки размером 1 км и более и мелкие складки размером в несколько метров.

Таким образом, постгерцинские отложения на южной, западной и северной окраинах осевой зоны были интенсивно деформированы. В складках с амплитудами в сотни и тысячи метров развит широтный кливаж осевой плоскости, который обычно имеет угол падения от 45 до 90°, но местами может становиться горизонтальным.

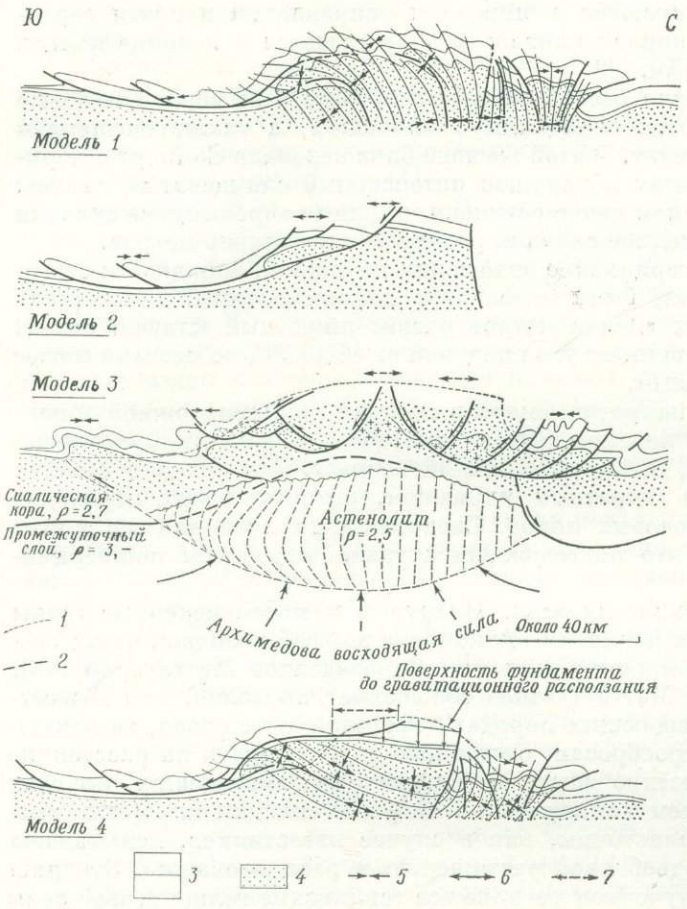
Герцинские породы, напротив, смяты в складки примерно южной ориентировки; они несогласно перекрываются пермскими или меловыми отложениями и, таким образом, имеют допермский возраст. Эти складки секутся крутым, приблизительно широтным кливажом, который вверх переходит в кливаж пермских и меловых пород. Следовательно, этот кливаж может считаться пиренейским, что подтверждается также изучением постгерцинских жил.

Структуры постгерцинских жил. Интрузии и многочисленные жилы свидетельствуют о кислом пермском вулканизме во всей западной части осевой зоны. Изучение деформации этих жил, проведенное Маттауэром [10], а также Маттауэром и Маттэ (устное сообщение), показало, что 1) жесткие жилы в хрупких вмещающих породах деформированы слабо, за исключением смещений по микросбросам, отстоящим друг от друга на расстояние около 10 см, и 2) жесткие жилы в пластичных вмещающих породах характеризуются наличием кливажа; они смяты в складки или (если вмещающие породы очень пластичны, как в случае известняков, испытавших деформацию течения) подверглись растяжению и разлинзованию. Эти данные показывают, что в изученном регионе все герцинские толщи осевой зоны испытали внутреннюю деформацию во время пиренейского тектогенеза. Следует заметить, что кливаж обычно круто падает к северу.

Роль сжатия и силы тяжести. *Модели.* Может быть предложено несколько теоретических моделей формирования пиренейских структур (фиг. 7). Мы обсудим их в свете подразумевающегося каждой моделью характера деформаций. Так, для каждой модели мы укажем положение плоскости расплющивания и ориентировку главных осей напряжения, а также характер деформации — непрерывный или прерывистый.

Модель 1 — сжатие. Предполагается, что взбросы и надвиги в палеозойских отложениях являются результатом сжатия всей коры, связанного со столкновением Иберийской и Европейской плит. Результирующее общее сокращение должно быть в таком случае ориентировано почти горизонтально и под прямым углом к цепи. На нижних структурных уровнях [1, 2] сокращение будет выражено в развитии кливажа. Если растяжение направлено вертикально, кливаж обязательно будет близок к вертикальному и параллелен цепи. Однако следует заметить, что для взбросов, надвигов и кливажа в надвинутых структурах отмечается тенденция к уменьшению угла падения и «выполаживанию» на более высоких структурных уровнях вследствие увеличения гравитационного потенциала [18].

Модель 2 — гравитационное скольжение на поверхностных уровнях. По существу, эта форма тектоники соответствует простому перемещению вдоль поверхностей скольжения. В этом случае в результате прерывистого растяжения в тылу перемещающегося массива возникают нормальные сбросы; процесс может доходить до настоя-



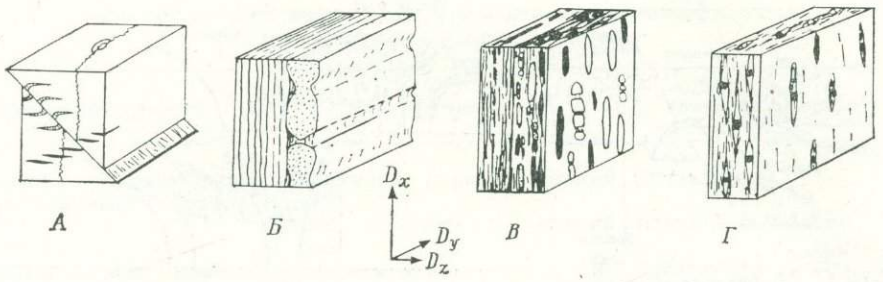
Фиг. 7. Четыре геодинамические модели формирования цепи Пиренеев (модель 3 по Ван Беммелену, 1955; модель 4 построена в соответствии с гипотезой Прайса для Скалистых гор Канады).

Поверхность [комплекса фундамента (*1—2*): *1* — в случае отсутствия эрозии и гравитационного обрушения; *2* — контакт астенолита с сиалической корой до батидермального обрушения. *3* — мезозой, триас; *4* — палеозойский фундамент; *5* — направление сокращения. Направление удлинения (*6—7*): *6* — непрерывного; *7* — прерывистого.

щей тектонической денудации. Во фронтальной части массивов может происходить сокращение. Эта модель не объясняет структуру северного склона.

Модель 3 — гравитационное скольжение на глубине. Ван Беммелен [22] высказал предположение, что все структуры Пиренеев являются в основном результатом всплывания глубинного астенолита с малой плотностью. Гравитационная компенсация этого поднятия может, по-видимому, осуществляться двумя путями: 1) поверхностным скольжением по триасовому горизонту срыва и 2) глубинным скольжением, захватывающим всю сиалическую кору. Эта модель предусматривает поперечное сокращение в краевых зонах цепи (т. е. в Северо-Пиренейской и Южно-Пиренейской зонах) и, наоборот, расширение с образованием нормальных сбросов (прерывистое растяжение) в осевой зоне.

Модель 4 — глубинное гравитационное течение. Прайс и Маунтджой [17, 15, 16] предложили оригинальную модель для Скалистых гор Канады, которую мы попытались приспособить и опробовать для Пиренеев. Упомянутые авторы обратились к начальному воздыманию центральной части хребта, обусловленному либо первичным сжатием, либо глубинными гравитационными процессами. Увеличение потенциальной энергии, вызванное этим поднятием, должно создать гравитационное течение, которое охватывает всю поднятую массу. Такое течение в позднедокембрийских и более молодых породах, направленное перпендикулярно оси хребта, и является, по их мнению, причиной надвигания против структу... склона.



Фиг. 8. Схематические зарисовки, показывающие способы определения главных осей деформации.

D_x — ось максимального удлинения; D_y — средняя ось деформации; D_z — ось максимального укорочения. *А* — с использованием трещин скалывания, трещин растяжения и стилолитов; *Б* — с использованием будинированных слоев; *В* — по деформации дотектонических включений (галек); *Г* — по теням давления у концов недеформированных дотектонических включений.

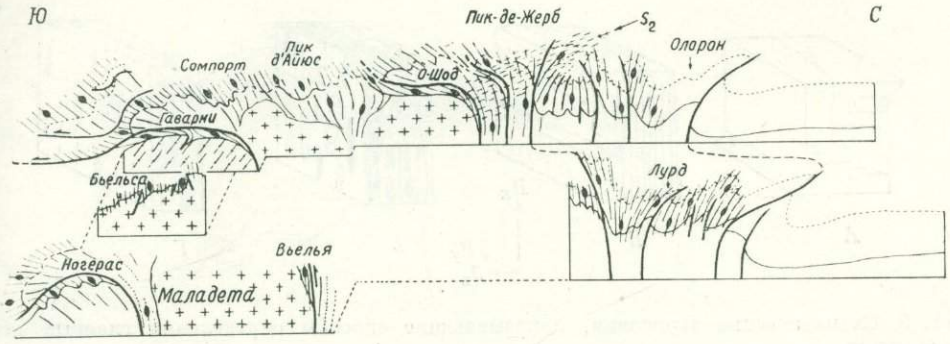
С точки зрения деформации эта модель подразумевает развитие субгоризонтального кливажа в ядре хребта с непрерывным растяжением под прямым углом к оси хребта. Таким образом, Прайс считает, что тектонической денудации здесь не должно происходить, поскольку растяжение в этом случае является не прерывистым, а непрерывным процессом. Тем не менее такой механизм растяжения, даже если он подходит для глубоких зон, не применим к поверхностным уровням, где породы более хрупкие. Следовательно, на верхних структурных уровнях должно иметь место прерывистое растяжение, ведущее к тектонической денудации [1, 2].

Анализ деформации в изученном районе. Методика. Для решения поставленной здесь проблемы существенным является определение положения плоскостей кливажа. Каждая из представленных моделей предусматривает совершенно определенные положения плоскостей расплющивания в корневых участках хребта. Кроме того, большое значение могут иметь ориентировка главных осей внутренней деформации и их отношение к таким геометрическим структурным элементам, как оси складок. В первом приближении плоскости кливажа могут рассматриваться как плоскости расплющивания, расположенные под прямым углом к направлению максимального укорочения и включающие ось максимального удлинения и среднюю ось деформации.

Две оси в плоскости кливажа могут быть определены по деформации объектов, дотектоническая форма которых известна, а также по синтектоническим зонам кристаллизации (фиг. 8). Деформированные объекты включают главным образом 1) будины слоев осадочных пород и 2) растянутые гальки детрита. Как показывает линейность в метаморфических породах, зоны синтектонической кристаллизации включают 1) трещины растяжения и 2) тени давления. Наконец, величина сокращения (представленная эллипсоидами деформации в разрезах фиг. 9) может быть определена, если учесть механизм внутренней деформации (течение, расплющивание, изгиб и скалывание) [1, 2].

Характер деформации по изученному сечению. Карта фиг. 4 и разрезы фиг. 9 дают общее представление о кливаже вдоль линии сечения. Ось максимального удлинения обычно ориентирована по падению кливажа. По отношению к геометрии складки — это направление *а*.

В табл. 1 перечислены различные виды внутренней деформации в разных стратиграфических и структурных подразделениях. Они интерпретируются по характеру (или отсутствию) кливажа (течения, разлома или растворения) и по таким особенностям, как трещины растяжения, трещины со штриховатостью, деформированные минералы, расчлененные или растянутые гальки или другие включения, будины, тени давления, стилолиты и растворенные объекты. Эти же критерии могут быть использованы для определения



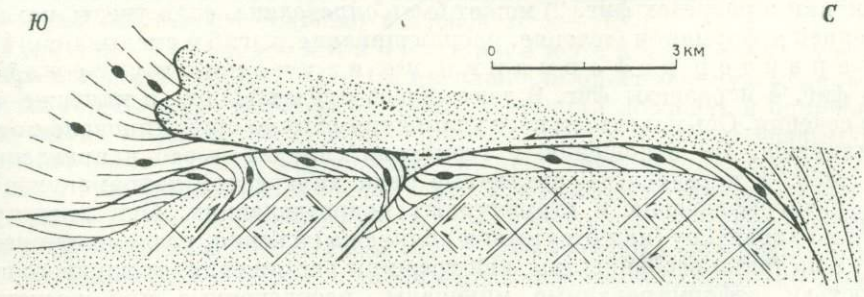
Фиг. 9. Комбинированные разрезы, демонстрирующие характер плоскостей расплющивания в Центральных и Западных Пиренеях.

осей деформации. Фиг. 4 и 9 показывают, что плоскости расплющивания располагаются в виде вертикального веера, что совместимо только с общим горизонтальным сокращением перпендикулярно цепи.

Однако локальное развитие горизонтального кливажа в надвиговых структурах нуждается в объяснении. В покрове Гаварни это не несовместимо с общим субгоризонтальным сокращением. Автохтон участка Гаварни сложен верхнемеловыми известняками, трансгрессивно лежащими прямо на герцинских мигматитах. Пиренейская деформация мигматитов выразилась в многочисленных микровзбросах с южным или северным падением [6], которые указывают на горизонтальное меридиональное сокращение и вертикальное растяжение. Меловые известняки, наоборот, испытали ламинарное течение вдоль субгоризонтальных плоскостей. Хорошо выраженная *a*-линейность в этих плоскостях показывает, что ось удлинения ориентирована в направлении север — юг и горизонтально. Там, где поверхности скалывания в мигматитах секут меловое несогласие, горизонтальный кливаж в меловых отложениях постепенно становится круче и в конце концов превращается в субвертикальный (фиг. 10). Следовательно, в этом районе деформация крайне неоднородна вследствие сильной изменчивости поведения пород под действием напряжения и горизонтальный кливаж в известняках связан с горизонтальным сокращением в фундаменте.

Кливаж в известняках обусловлен действием двух противоположных пар сил: смещение основания покрова к югу порождает пологий кливаж, тогда как движущиеся к северу чешуи в мигматитах обусловливают крутопадающий кливаж. Поскольку эти две деформации одновременны, кливаж постепенно переходит от горизонтального к вертикальному.

Обсуждение моделей. Р о л ь с ж а т и я. Изучение деформаций в Пиренеях показывает, что 1) плоскости расплющивания располагаются вокруг



Фиг. 10. Характер деформации в зоне горизонтального кливажа (автохтон покрова Гаварни).

Таблица

Типы внутренней деформации в различных стратиграфических и структурных подразделениях

Структурные элементы	Литология и возраст	Механизм деформации
Северный склон выше фронта кливажа	Известняки (юра и нижний мел)	Скалывание
	Флиш (средний и верхний мел)	Изгиб, скалывание
Северный склон, неметаморфические комплексы	Доломиты (юра)	Скалывание
	Известняки (юра и нижний мел)	Изгиб, скалывание
	Флиш (средний и верхний мел)	Изгиб, сплющивание
Северный склон, метаморфические комплексы	Доломиты (юра)	Изгиб, скалывание
	Известняки (юра и нижний мел)	«Течение»
	Флиш (средний и верхний мел)	Сплющивание
Меловые отложения О-Шод	Известняки (верхний мел)	»
Меловые отложения окончания осевой зоны	Известняки, Мергели } (верхний мел)	Скалывание, изгиб; Сплющивание
Пермские отложения Сомпорта (гребень)	Пелиты	Сплющивание
Район Гаварни (гребень)	Песчаники	
Аллохтон	Мергели и песчаники флиша (эоцен)	Сплющивание
	Мергелистые известняки (эоцен)	Изгиб, сплющивание, скалывание
	Известняки и доломиты (дат — палеоцен)	Изгиб, скалывание
	Песчанистые известняки (кампан — маастрихт)	Изгиб, сплющивание, скалывание
	Доломиты (коньяк — сантон)	Скалывание
	Известняки (сеноман — турон)	«Течение»
	Палеозой (флиш, известняки)	?
Автохтон	Известняки (мел)	Сплющивание
	Пелиты и песчаники (пермь)	Изгиб, сплющивание
	Мигматиты, Граниты } Герцинский фундамент	Скалывание
Район Ногерас (гребень)		
Аллохтон	Песчаники и пелиты (пермь)	} Сплющивание, изгиб, скалывание
	Пелиты (стефан)	
	Палеозой (флиш, известняки)	?
Автохтон	Конгломераты, песчаники, пелиты (пермь)	Изгиб, сплющивание
	Флиш (визе)	Сплющивание
	Известняки (девон)	«Течение»
Южно-Пиренейская структурная единица (отторженцы)	Известняки, мергели, флиш (мезозой, кайнозой)	Изгиб, скалывание

вертикали веерообразно с максимальным растягивающим напряжением в направлении падения и 2) в западном конце осевой зоны тектоническая денудация отсутствует.

Если не считать локальных пар скалывания, связанных с надвигами, общее сокращение в Пиренеях близко к горизонтальному и перпендикулярно цепи. При сравнении данных фиг. 9 с теоретическими моделями (фиг. 7) становится ясно, что только модель 1 соответствует деформации палеозойского основания и покрывающих его толщ чехла. В моделях 2, 3 и 4 должна иметь место некоторая тектоническая денудация в осевой зоне, а модели 3

и 4 не объясняют существование (модель 3) или ориентировку (модель 4) плоскостей расплющивания в ядре осевой зоны.

Таким образом, основная движущая сила пиренейского тектогенеза — горизонтальное сжатие.

Роль силы тяжести. Поверхностное гравитационное скольжение (модель 2) играет довольно значительную роль в отторженцах южного склона. Это подкрепляется двумя следующими группами аргументов.

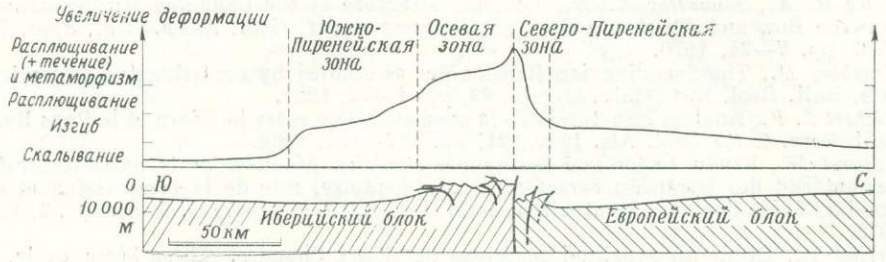
1. Признаки растяжения. В северной части отторженцев (сорванных массивов) Южных Пиренеев обнаруживаются многочисленные индикаторы растяжения. В частности, сюда относятся 1) нормальные сбросы, одновременные со становлением чешуй (это доказывается тем фактом, что некоторые из них срезаются у основания покрова Котьелья), и 2) трещины растяжения, выполненные материалом триаса в покрове Педрафорка и в отторженце Гаварни к северу от покрова Котьелья, т. е. во всей северной части центрального блока Южных Пиренеев, где их наличие придает породам вид «змеиной кожи». Поскольку общее смещение северной части центрального блока Южных Пиренеев достигает 50 км (как показывает изучение покрова Котьелья), возможно (или даже вполне вероятно), что перемещение этого элемента сопровождалось тектонической денудацией в центральной части осевой зоны.

2. Синседиментационные явления. Перемещение покровов и отторженцев южного склона происходило во время средне-позднеэоценового осадконакопления [20]. При своем движении к югу перемещавшиеся массы влияли на положение поверхности, на которой происходила седиментация, и в результате складкообразования в них появилось несколько последовательных несогласий. Наоборот, покров Педрафорка соскользнул в эоценовый седиментационный бассейн; при этом от него оторвались олистолиты, перемещавшиеся независимо, а впереди покрова образовался олистостром. Срыв мезозойских пород по южному склону вдоль всей 20-километровой ширины мезозойского бассейна происходил благодаря скольжению по триасовым горизонтам. Следы синтектонической седиментации позволяют утверждать, что скольжение осуществлялось по субгоризонтальной поверхности срыва и что средняя скорость смещения чешуй составляла около 0,5 см/год.

Выводы. Анализ характера деформации пород, испытавших пиренейский тектогенез, показывает, что эта деформация представляет общее горизонтальное меридиональное сокращение под прямым углом к цепи, сопровождаемое максимальным вертикальным удлинением. Это может быть вызвано только значительным сжатием коры, связанным со столкновением Иберийской и Европейской плит. Общая степень сокращения в различных сечениях варьирует незначительно [12, 14]. Она может быть оценена примерно в 50 км, что дает общее представление о величине смещения двух сближающихся плит. То, что растяжение параллельно цепи и скорее вертикально, нежели горизонтально, согласуется с линейным характером этого складчатого пояса.

Эта линейность является результатом геодинамической эволюции Пиренейской области, которая непосредственно связана с существованием крупного древнего сдвига [7, 11]. В сущности разломы Северо-Пиренейской зоны служат границей Иберийской и Европейской плит, и именно вблизи этой границы деформация наиболее интенсивна (фиг. 11). С этой точки зрения, узкая зона на краю обоих блоков составляет существенный структурный элемент Пиренейской цепи.

В целом геологическая история Пиренеев контролировалась относительными движениями Иберийской и Европейской плит по обеим сторонам разломов Северо-Пиренейской зоны. Эти движения относились к двум простым типам: 1) перпендикулярно краям плит (сжатие или растяжение) и 2) параллельно им (сдвиг). В мезозое наиболее явным процессом было растяжение, хотя Ле Пишон и соавторы [8, 9] полагают, что это растяжение



Фиг. 11. Схематическая диаграмма, показывающая преобладающие механизмы деформации в различных частях мезозойского чехла.

сопровождалось значительным левосторонним сдвиговым смещением. В течение тектонической фазы в конце мела (проявившейся в основном на востоке Северо-Пиренейской зоны) происходило относительное сближение блоков (сжатие) и сдвиговое движение вдоль зоны разлома [5]. Во время среднепозднеэоценовой тектонической фазы ведущим процессом было сжатие. Результатом этого фундаментального сжатия было скольжение покровов и отторженцев южного склона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arthaud F., Mattauer M.*, Présentation d'un nouveau mode de description tectonique: la notion de sous faciès tectonique, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, 268, pp. 1019—1022, 1969a.
2. *Arthaud F., Mattauer M.*, Niveau structural, faciès tectonique, profil tectonique, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, **268**, pp. 1161—1164, 1969b.
3. *Avé Lallemant H. G.*, Structural and petrofabric analysis of an alpine type peridotite, The lherzolite of the French Pyrenees, Leidse Geol. Med., **42**, pp. 1—58, 1967.
4. *Choukroune P.*, Sur la présence, le style et l'âge des tectonique superposées dans le Crétacé nordpyrénéen de la région de Lourdes (Hautes Pyrénées), Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2nd ser., sec. 1, № 2, pp. 11—20, 1969.
5. *Choukroune P.*, Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne: tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville (Pyrénées Orientales), Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2nd ser., sec. 1, № 4, pp. 49—63, 1970.
6. *Debat P.*, Tectonique tertiaire dans les formations métamorphiques des vallées de Gavarnie et d'Heas (Hautes Pyrénées), Comptes Rendus Som. Soc. Géol. France, **2**, pp. 31—32, 1969.
7. *De Sitter L. U.*, La faille nord-pyrénéenne dans l'Ariège et la haute Garonne, Leidse Geol. Med., **18**, pp. 287—290, 1953.
8. *LePichon X. Bonnin J., Sibuet J. C.*, La faille nord-pyrénéenne: faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, **271**, pp. 1941—1944, 1970.
9. *LePichon X., Bonnin J., Francheteau J., Sibuet J. C.*, Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne, in: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Pub. Inst. Français Pétrole, Colloques et Séminaires № 22, **2**, pp. 1—44, 1971.
10. *Mattauer M.*, Sur les schistosités d'âge tertiaire dans la zone axiale des Pyrénées, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, **259**, pp. 2891—2894, 1964.
11. *Mattauer M.*, Les traits structuraux essentiels de la chaine pyrénéenne, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **10**, pp. 3—12, 1968.
12. *Mattauer M.*, Sur la rotation de l'Espagne, Earth Planet. Sci. Lett., **7**, pp. 87—88, 1969.
13. *Mattauer M., Proust F.*, Sur la présence et la nature de deux importantes phases tectoniques dans les terrains secondaires des Pyrénées, Comptes Rendus Som. Soc. Géol. France, № 5, pp. 132—133, 1965.
14. *Mattauer M., Henry J.*, The Pyrenees, in: Data for orogenic studies, Geol. Soc. London, Spec. Publ. (в печати).
15. *Price R. A.*, Gravitational sliding and the foreland thrust and fold belt of the North American Cordillera, Discussion, Geol. Soc. Am. Bull., **82**, pp. 1133—1138, 1971.
16. *Price R A.*, Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian, Rockies (см. статью на стр. 477 настоящего сборника).

17. *Price R. A., Mountjoy E. W.*, Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca rivers, A Progress report, Geol. Assoc. Can., Spec. Paper № 6, pp. 7—24, 1970.
18. *Ramberg H.*, The Scandinavian Caledonides as studied by centrifugated dynamic models, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 43, pp. 1—72, 1967.
19. *Richert J. P.*, Analyse structurale de la zone charnière entre le Béarn et le Pays Basque, Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 21, pp. 137—164, 1968.
20. *Séguret M.*, Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées; caractère synsédimentaire, role de la compression et de la gravité, Thèse Fac. Sci. Montpellier, Publ. U.S.T.E.L.A., Série Géol. Struct., 2, 155 p., 1972.
21. *Ternet Y.*, Etude du synclinal complexe des Eaux Chaudes, Thèse 3ème cycle, Fac. Sci., Toulouse, 1965.
22. *Van Bemmelen R. W.*, Tectogénèse par gravité, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull. 64, pp. 95—123, 1965.

КАЛАБРИЙСКО-СИЦИЛИЙСКАЯ ДУГА

А. Кер [1]

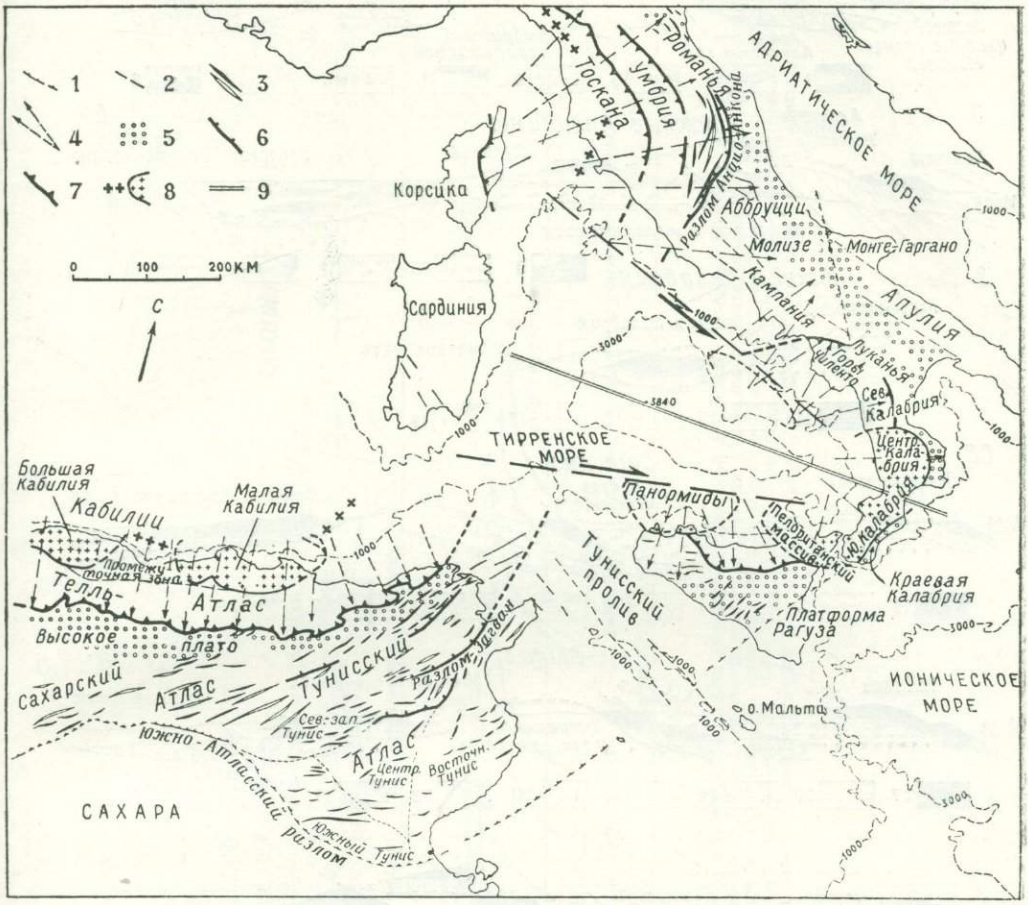
Калабрийско-Сицилийская дуга, строго говоря, состоит из окружающего Тирренское море горного пояса Калабрии и Сицилии, однако ее частями можно считать также Восточный Атлас и Южные Апеннины (фиг. 1). В настоящей статье рассматривается геологическая история и структурная эволюция этой большой дуги в широком смысле слова (детали см. в работах [9—15]).

Калабрийско-Сицилийская дуга — относительно молодая структура; ее дугообразная форма наложилась на более ранние тектонические элементы, характер развития которых не предопределял последующее возникновение дуги. Это видно по тому, как береговая линия Тирренского моря косо срезает многочисленные альпийские структуры. Следовательно, дуга может рассматриваться как послеальпийский феномен, поскольку ее наиболее современная и характерная особенность, т. е. ее форма, является послеальпийской.

Калабрийско-Сицилийская дуга имеет такие же размеры, как и альпийские дуги Гибралтара, Западных Альп и Карпат. Для всех этих областей характерны сильная тектоническая дивергенция центральных частей и их недавнее опускание.

На фиг. 2 хорошо видно постоянство основной структурной «темы» дуги. Крупные тектонические элементы перекрывают друг друга все время в одной и той же последовательности. Наиболее высокий и, по-видимому, самый внутренний элемент в Северной Африке, Сицилии и Калабрии сложен породами типа флиша; возраст их колеблется от титона (поздняя юра) до самого раннего миоцена. С этими породами в Северной Калабрии и Северных Апеннинах ассоциируются офиолиты. Сахарская платформа (т. е. форланд Атласа) и ее эквиваленты — платформа Рагуза в Сицилии и платформа Апулия — Монте-Гаргано в Апеннинах — представляют собой самые внеш-

[1] Лаборатория структурной геологии, факультет естественных наук, Париж, Франция.

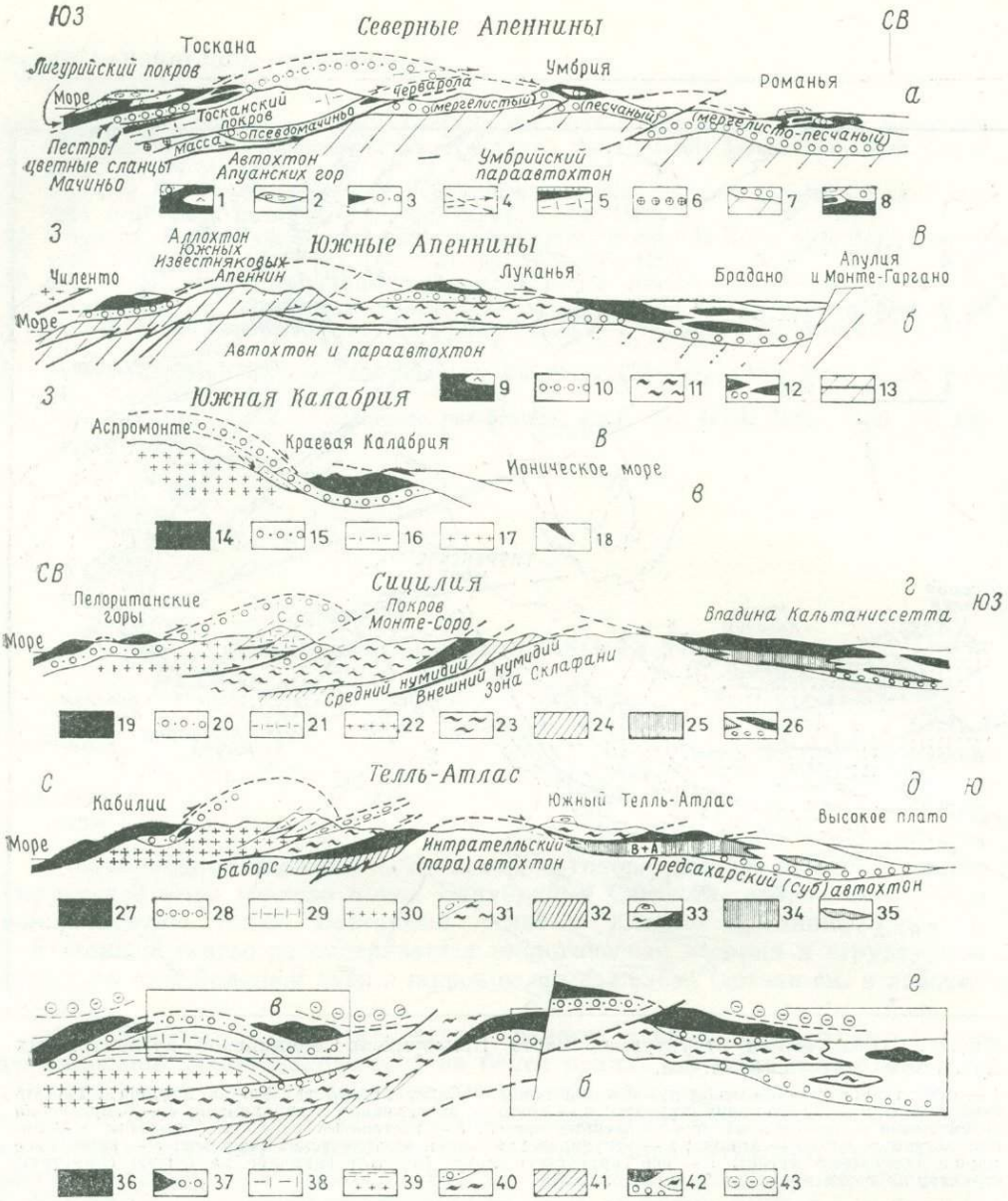


Фиг. 1. Схематическая структурная карта Калабрийско-Сицилийской дуги, Южных Апеннин и Восточного Атласа.

1 — структурная граница между дугой и ее форландом (Сахара, платформа Рагуза Апулийско-Гарганский район); *2* — простирания структур; *3* — крупные антиклинали и синклинали; *4* — направления перемещения покровов и их переотложенных частей; *5* — неогеновые передовые прогибы; *6* — линии Загван и Анцио — Анкона; *7* — денудированные края тектонических покровов; *8* — кабильское ядро и Тосканский хребет; *9* — ось Тирренского моря. Обратите внимание на общую симметрию структур по отношению к оси Тирренского моря.

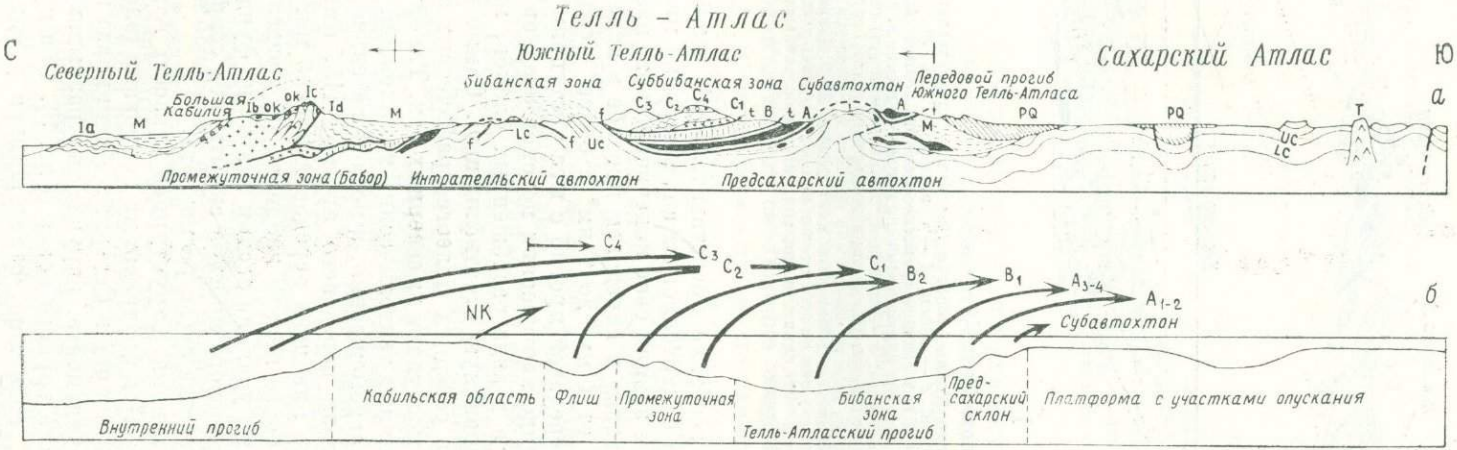
ние автохтонные элементы комплекса. Между внутренним флишем и форландом находится несколько промежуточных покровных комплексов, происходящих из смежных зон, вытянутых вдоль простирания Калабрийско-Сицилийской дуги.

Атлас. *Основные структурные особенности.* Атлас в Алжире и Тунисе отделен от Сахарской платформы линией Южного Атласа — очень важным разломом, вдоль которого происходили как надвиговые, так и сдвиговые движения (фиг. 1). Севернее этой линии структуры располагаются эшелонированно со средним северо-восточным простиранием в Южном Атласе. В Северном Атласе, или Телль-Атласе, преобладают широтные направления, однако местами они интерферируют с поперечными деформациями, простирания которых колеблются от меридиональных до северо-восточных. Поперечные деформации развивались в течение мезозоя, до того, как альпийский орогенез наложил свой окончательный отпечаток на характер структур. В миоцен-плиоценовое время, после крупной миоценовой фазы альпийского тектонического цикла, они вновь заявили о себе как разрывы, структуры скручивания или оси прогибания или поднятий.



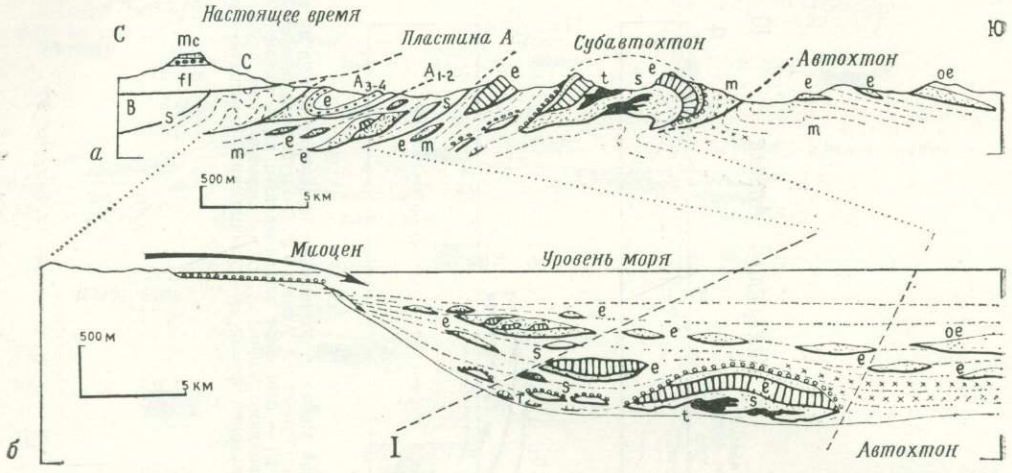
Фиг. 2. Схематические разрезы Калабрийско-Сицилийской дуги, Апеннин и Восточного Атласа.

Показаны скорее генерализованные соотношения между различными тектоническими единицами, нежели их реальные очертания на любом конкретном профиле. Во всех зонах, кроме внешних, опущены отложения, разломы и прочие деформации, происходившие после главной тектонической фазы. На генерализованном разрезе *е* скомбинированы характеристики разрезов *а* — *д*. *1* — Лигурийский покров, офиолиты, чешуйчатые глины; *2* — неоавтохтонный миоцен, перемещенный во внешние Апеннины вместе с фрагментами Лигурийского и Тосканского покровов; *3* — Мачиньо (олигоценовый флиш) с осадочными клиппами флиша Альберезе и олистостромами из лигурийского материала; *4* — отчлененные части Тосканского покрова; *5*, *6* — Тосканский покров и подстилающие породы триаса; *7* — автохтонные тосканские породы (показаны без позднейшего поднятия, создавшего Апуанские горы); *8* — передовой прогиб с переотложенными частями Тосканского и Лигурийского покровов; *9* — Луканский покров (внутренний флиш, флиш Чиленто и чешуйчатые глины); *10* — нижний миоцен; *11* — зона Лагонегро — Стильяно (=зона Склафани), вдоль которой происходит смена внешнего флиша (элемент *23*) внешними нумидийскими породами; *12* — базис переотложения с фрагментами Луканского покрова; *13* — аллохтон и автохтон Южных Известняковых Апеннин и Апулийско-Гарганского форланда; *14* — внутренний флиш (пестроцветные чешуйчатые глины) с внутренними нумидийскими породами; *15* — трансгрессивный олигоцен — миоцен; *16* — известняковый чехол, залегающий на элементе *17*; *18* — метаморфический фундамент Калабрийско-Пелоританских гор; *18* — миоцен-плиоценовая впадина переотложения Краевой Калабрии; *19* — внутренний флиш с внутренними нумидийскими породами и зона Рейтано; *20* — олигоцен-миоценовая моласса; *21* — известняковый чехол, залегающий на элементе *22*; *22* — метаморфический фундамент; *23* — покров Монте-Соро (внешний флиш); *24* — промежуточные нумидийские комплексы и панормиды; *25* — внешние нумидийские комплексы зоны Склафани; *26* — впадина переотложения Кальтаниссетта; *27* — внутренний (ультракабильский) флиш; *28* — трансгрессивный олигоцен — миоцен с осадочными клиппами; *29* — известняковый чехол фундамента; *30* — кабильский фундамент; *31* — внешний (субкабильский) флиш и неогеновые обломочные формации; *32* — промежуточная зона (Бабор); *33* — дислоцированный флиш, покрытый нижним миоценом; *34* — покровы *A* и *B*; *35* — передовой прогиб Южного Телль-Атласа с осадочными клиппами покровов *A* и *B*; *36* — толщи внутренних пород; *37* — трансгрессивный олигоцен — миоцен с обломками внутренних тектонических элементов; *38* — известняковый чехол, который соскользнул со своего основания до становления элемента *36*; *39* — доальпийский фундамент; *40* — внешние флишевые элементы; *41* — внешние нумидийские комплексы и промежуточная зона Северной Африки; *42* — бассейны переотложения (неогеновые передовые прогибы); *43* — осадки, отложившиеся после развития покрова (эти осадки были опущены во внутренних частях разрезов *а* — *г*).



Фиг. 3.

а — схематический комбинированный разрез через Телль-Атлас и Сахарский Атлас вдоль меридиана Большой Кабилии. Условные обозначения (с юга на север): *T* — триасовые соляные купола; *UC* — верхний мел; *LC* — нижний мел; *PQ* — плиоцен-четвертичные грабен (Тунисский Атлас) и зона опусканий (северный край Сахарского Атласа); *M* — миоцен; *A*, *B*, *C* — аллохтонные элементы; *t* — триас под пластинами *B* и *C*; C_1 — сенонские конгломераты; C_2 — меловой флиш; C_3 — нумидийский олигоценовый флиш и моласса Меджана; C_4 — нижний миоцен; *M* — миоцен Суммама и впадины Тизи-Узу, отложившийся после становления покровов; *Id*, *Ic*, *Ib*, *Ia* — южно-кабильский флиш, известняковый чехол, кабильский фундамент, северо-кабильский флиш; *ok* — кабильский олигоцен — миоцен
б — сенонская палеогеография и миоценовое надвигание.

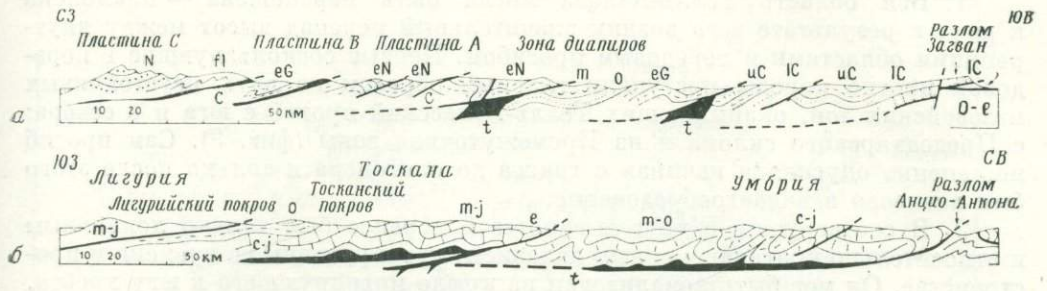


Фиг. 4. Передовой прогиб Южного Телль-Атласа.

а — комбинированный разрез Южного Телль-Атласа и Предсахарского автохтона в районе Ходны: *t* — телль-атласский триас; *s* — сенон; *e* — эоцен; *o* — олигоцен; *fl* — флиш; *m* — нижний миоцен; *mc* — конгломераты нижнего миоцена, залегающие трансгрессивно на покрове *C*.
б — реконструированный разрез для времени раннего миоцена после отложения клиппов, но до надвигов: *t* — триас; *T* — турон; *s* — сенон; *e* — эоцен; *o* — олигоцен. Массы эоцена встречаются в миоцене как в нормальном, так и в опрокинутом залегании. После раннего миоцена часть передового прогиба была только слабо деформирована (автохтон), другая часть была поднята и надвинута на юг (субавтохтон), а северная часть желоба была надвинута на субавтохтон как элемент *A*1-2. Надвиговые чешуи *A*3-4, *B* и *C* на разрезе *б* отсутствуют, поскольку они на этой стадии не продвинулись достаточно далеко на юг, однако надвиговая чешуя *A*3-4 не может быть слишком удалена, так как осадочные клиппы эоцена и глыбы сенонских пород поступали из этих чешуй.

На фиг. 3 изображен особенно представительный разрез через Телль-Атлас. Три покрова *A*, *B* и *C* двигались на юг, в сторону миоценового передового прогиба, и в миоцене заняли свое конечное положение. Их фронтальные части были «переотложены» в передовом прогибе в виде обломков, размеры которых колеблются от 1 мм^3 до 1 км^3 и более (осадочные клиппы) (фиг. 4); одновременно в передовой прогиб с юга поступали глины и пески. Переотложение шло не в виде хаотических потоков осадков или подводных оползней (олистостромов), а в виде разобщенных блоков, мало деформированных и сохранивших первичную стратификацию. Самые нижние осадочные клиппы происходят из соседних палеогеографических зон, в то время как более высокие клиппы поступали из северных зон. Такой процесс аналогичен становлению аллохтонных тектонических комплексов, которые поступают не в виде сложного нагромождения, а последовательно, начиная с участков, расположенных вблизи передового прогиба [15, фиг. 8]. Начиная с миоцена и в течение всего плиоцена передовой прогиб мигрировал к югу и постепенно распался на более мелкие впадины. На разделявших эти впадины порогах эрозия местами удалила осадки вплоть до фундамента. Однако в ряде участков осадки передового прогиба скрыты под современными отложениями и поэтому его не всегда легко распознать.

Сравнение Атласа и Апеннин. Структурная близость Атласа и Апеннин хорошо видна на фиг. 2 и 5. Под внутренними покровами (элемент *C* в северном Тунисе и Лигурийский покров в Северных Апеннинах) находятся породы, сорванные со своего фундамента, нарушенные разрывами и перемещенные в сторону внешней части горного пояса (фиг. 5). Оба пояса окаймлены сбросами или флексурами, возможно, относящимися к одному и тому же структурному линеаменту. Этот линеамент включает разлом Загван в Тунисе и разлом Анцио — Анкона в Италии (фиг. 1). Вдоль этих разломов происходили значительные сдвиговые движения, но главные перемещения, особенно по разлому Загван, были надвиговыми. В Тунисе породы восточнее



Фиг. 5. Сравнение структур Тунисского Атласа (к северо-западу от разлома Загван) и Северных Апеннин (к западу от разлома Анцио — Анкона).

t, *j*, *c* (или *C*), *e*, *o* и *m* — триас, юра, мел, эоцен, олигоцен и миоцен соответственно; *fl* — флиш; *N* — неоген.

разлома смяты в складки и пересечены диагональными разрывами и сдвигами; в Южных Апеннинах сдвиги наложены на сорванный чехол.

Механизм надвигания в Атласе. В миоценовую фазу орогенеза, вызвавшую воздымание Кабильского массива и его надвигание к югу на покрытые осадками краевые части, возникли глубокие разломы в доальпийском фундаменте (фиг. 3). В более широком масштабе это можно рассматривать как глубинный напор в северном направлении и поддвигание Африканского континента.

Срыв и гравитационное скольжение осадочного чехла характеризуют супратектонику. В известняковых и песчаниковых пачках преобладает скольжение без потери связности, тогда как для аргиллитов и глинистого флиша более типично турбулентное скольжение. Мощность горизонта триасовых эвапоритов и глинистых сланцев в основании аллохтонных элементов местами одинакова, но в целом она непостоянна, а в некоторых участках этот горизонт вообще отсутствует, что отвечает характеру и положению надвиговых пластин. По этой «смазке» аллохтонные элементы Телль-Атласа относительно легко перемещались на десятки километров.

Крупномасштабное гравитационное скольжение осадочного чехла происходило в течение чрезвычайно краткого времени (ранний миоцен в Телль-Атласе Алжира и Туниса). Французские тектонисты, например, П. Термье и М. Люжон, сравнивают этот очень специфический процесс с «орогеническим штормом, ураганом или шквалом» (vent orogénique, tempête или bourrasque). Его можно также сравнить со сметанием, или сволакиванием (balayage), в различных направлениях всех поверхностных масс, при котором их фронтальные части изгибаются, а выкрашивающиеся обломки переоткладываются в одновременно развивающихся прогибах. Такие движения масс контрастируют с предшествующим пульсирующим вертикальным поднятием; они могли быть вызваны короткими землетрясениями, неоднократно воздействовавшими на основание осадочного покрова таким образом, как будто бы он располагался на наклонной вибрирующей платформе. Локальные срывы и надвигание осадочного чехла, так же как местные явления переотложения, могут быть вызваны и одним региональным поднятием. Именно с этим процессом могут быть связаны небольшие тангенциальные смещения, не ассоциирующиеся с крупными тектоническими фазами, в частности повторяющееся скольжение к северу, в сторону берега Средиземного моря, а также возникновение осадочных клиппов в мелу в районе Бабор, в позднем эоцене в Прикабильском районе и в олигоцене в Кабилии и в передовом прогибе Южного Телль-Атласа.

Существует несколько возможных причин нарушения равновесия, что привело к надвиганию крупных аллохтонных пластин в Атласе [9, 15]:

1. Вся область Телль-Атласа могла быть перекошена — наклонена к югу, в результате чего возник значительный перепад высот между внутренними областями и передовым прогибом. Первые соскользнувшие в передовой прогиб породы поступали главным образом из двух неустойчивых мезозойских зон, окаймляющих Телль-Атласский прогиб с юга и с севера: с Предсахарского склона и из Промежуточной зоны (фиг. 3). Сам прогиб постепенно опускался начиная с триаса до олигоцена и только после этого был вовлечен в надвигообразование.

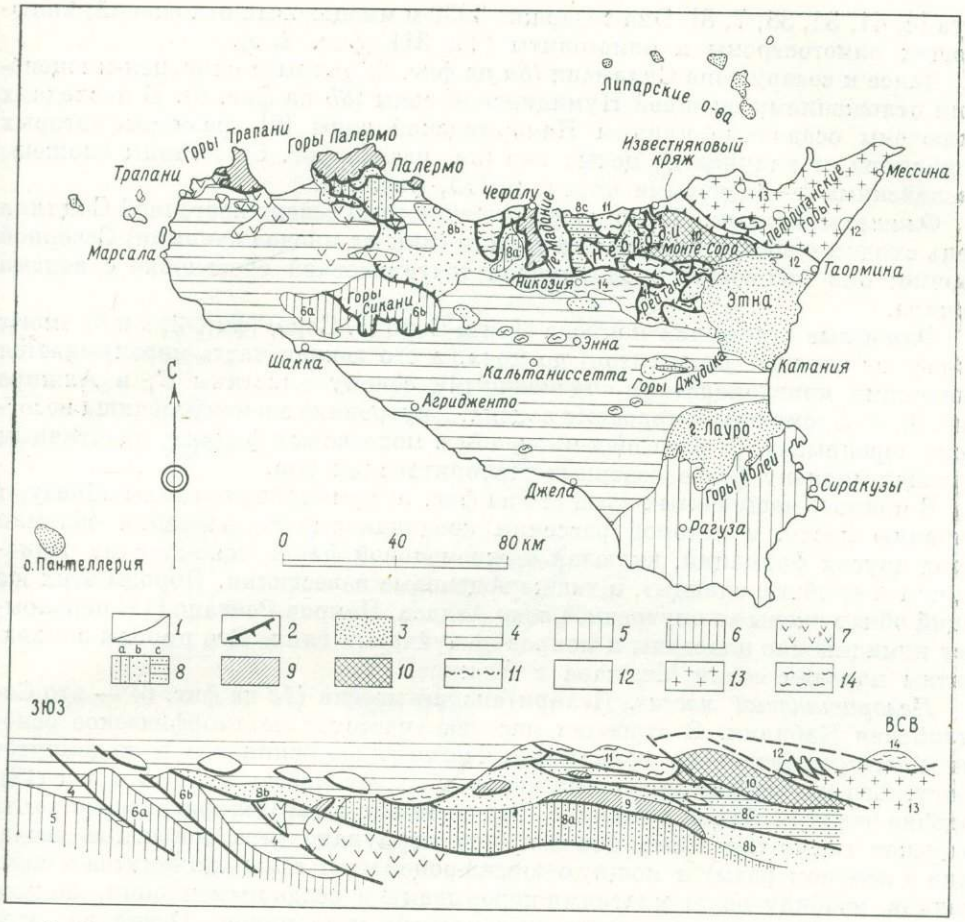
2. В соответствии с другой гипотезой перекос был только локальным и относительно кратковременным явлением, мигрирующим во времени и пространстве. Он мог быть локализован на крыле мигрирующего к югу хребта.

3. Третья гипотеза связывает движение осадочного чехла с теми же процессами, которые вызвали образование надвигов в кристаллическом фундаменте Кабилии. Согласно этой гипотезе, основание Телль-Атласа все время сокращалось, что вызвало вначале поднятие нестабильного эпиконтинентального склона, Промежуточной зоны и Кабильской области, а затем сжатие толщ, выполняющих впадины, и выдавливание осадочного выполнения на окружающие территории.

Две последние гипотезы можно скомбинировать. В этом случае глубинная сжимающая сила должна была бы обусловить развитие надвигов в Кабилии и постепенное воздымание вначале нестабильных зон, а затем впадин. Миграция сформировавшегося таким образом хребта и связанные с этим сейсмические толчки вызвали бы стремительные горизонтальные движения во время пароксизма тектонической фазы.

Сицилия. В альпийское время Сицилия была связана с Африкой и материковой Италией, а также с Калабрией, служившей переходной зоной между Атласом и Апеннинами. Некоторые фации и структурные элементы Северной Африки местами почти идентичны фациям и структурам северной Сицилии и Калабрии. Это особенно справедливо для самых северных районов. Так, отмечается близкое сходство между районами Кабилии и Пелоританских гор (горы Пелоритани) (фиг. 1); в частности, это касается известняковых толщ, олигоцен-миоценового чехла и окаймляющих флишевых толщ. Следовательно, Сицилию и ее геологическое продолжение — Южную Калабрию — можно рассматривать в качестве восточного окончания Берберского складчатого пояса. В то же время Сицилия обладает некоторыми специфическими характерными чертами, отличающими ее от Атласа. Например, здесь нет «тельских» триасовых германотипных фаций, миогеосинклинальный Телль-Атласский прогиб не продолжается в Сицилию, где появляются фациальные зоны, неизвестные в Африке. Наконец, Сицилия и Калабрия обнаруживают некоторые черты сходства с Апеннинами. В этой связи следует упомянуть чешуйчатые глины (argille scagliose) и покрывающий большую часть Сицилии флиш внутреннего происхождения. Чешуйчатые глины Сицилии являются переходными фациями между внутренним флишем Северной Африки и чешуйчатыми глинами Апеннин. Эти три формации происходят из внутренней области, общей для Берберских гор, Сицилии и Апеннин, различные сегменты которой вводились в действие в разное время в течение мела, эоцена и олигоцена — миоцена.

Платформа Рагуза. Платформа Рагуза является форландом Сицилийской горной цепи (фиг. 6), ее внешним элементом, который, подобно платформе Апулия — Монте-Гаргано материковой Италии (фиг. 1), избежал альпийских тангенциальных движений. Эта платформа с мезозойско-неогеновым эпиконтинентальным осадочным чехлом может рассматриваться как продолжение или эквивалент Сахарской платформы или как стабильный блок, подобный Марокканской или Оранской Месете. Система нормальных сбросов северо-северо-восточного — юго-юго-западного простирания, отделяющих платформу от впадины Кальтаниссетта, служила выводным каналом



Фиг. 6. Схематическая карта и комбинированный разрез Сицилии.

Посторогенные отложения в северо-восточной части острова на разрезе не представлены. *1* — стратиграфические контакты и мелкие разломы; *2* — крупные разломы; *3* — современный вулканизм; *4* — миоцен-плиоценовые и четвертичные впадины; *5* — платформа Рагуза — горы Иблеи; *6* — зоны Шакка и Кампофьорито — Каммарата; *7* — зона Викари; *8a* — мезозой и эоцен зоны Склафани [33]; *8b* — внешние нумидийские породы; *8c* — промежуточные нумидийские породы; *9* — панормиды; *10* — покров Монте-Соро (внешний флиш и дискордантная олигоцен-миоценовая моласса); *11* — покров Рейтано (промежуточный между Пелоританской областью и внутренним флишем); *12* — Известняковый кряж (бывший чехол Пелоританского массива); *13* — Пелоританский массив; *14* — покров чешуйчатых глин с внутренними нумидийскими породами (внутренний флиш) [23]

для базальтов горы Лауро (горы Иблеи) в раннем миоцене и для вулканических излияний Этны в четвертичное время. На крайнем юго-востоке платформы Рагуза базальтовые потоки встречаются в верхнем мелу, являясь аналогами потоков района Сфакса в Тунисе.

Центральная Сицилия. Центральная Сицилия охватывает западную часть острова и ее восточную часть между платформой Рагуза и Пелоританскими горами (фиг. 6). Верхний структурный этаж представлен миоцен-плиоценовыми впадинами, тектоно-седиментационная эволюция которых весьма напоминает развитие передового прогиба Южного Телль-Атласа. Выходы их субстрата указывают на существование трех фациальных зон (на фиг. 6 обозначены *6a*, *6b* и *7*). С позднего эоцена и до раннего плиоцена эти зоны испытали воздействие «орогенической волны», распространявшейся с севера на юг. Породы были сорваны со своего триасового основания, перемещены к югу в виде мелких надвиговых пластин и рассеяны в качестве осадочных клиппов и обломков в мергелистых осадках передового прогиба. Самым ярким примером переотложения может служить впадина Кальтанис-

сетта [4, 41, 34, 35, 7, 8]. Она содержит 3000 м миоценовых отложений, включающих олистостромы и олистолиты [25, 31] (фиг. 2, *г*).

Далее к северу зона Склафани (*8а* на фиг. 6) покрыта олигоцен-миоценовыми отложениями внешней Нумидийской зоны (*8b* на фиг. 6). В последних заключены осадочные клиппы Панормидской зоны [9], размеры которых колеблются от валунов до целых гор (см. разрез фиг. 6); клиппы сложены мезозойскими и эоценовыми породами [*15*, фиг. 14].

Флишевые покровы. Палеогеографические зоны северо-восточной Сицилии очень сходны с соответствующими зонами (или их продолжениями) Северной Африки; они находятся в одинаковой тектонической обстановке с зонами Алжира.

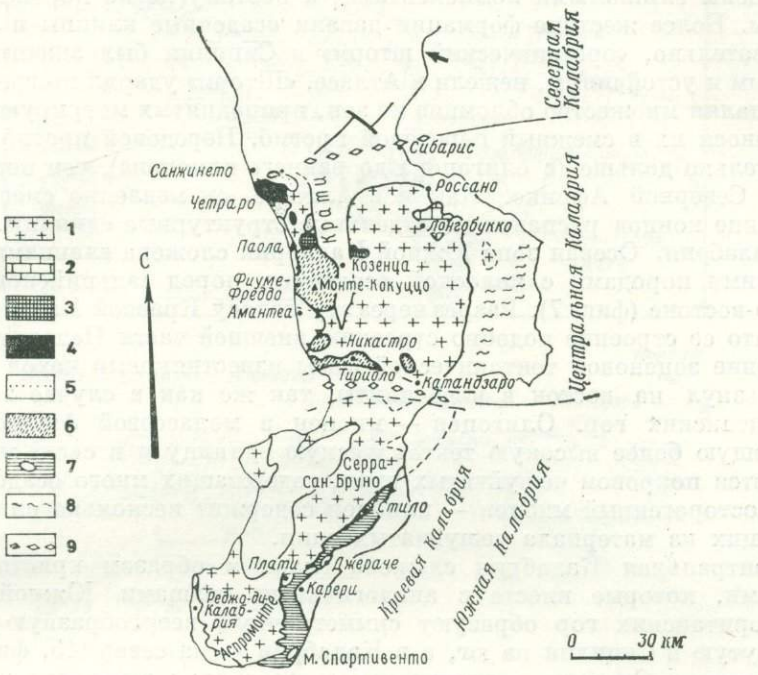
Флишевые отложения покрова Монте-Соро (г. Соро) (фиг. 2, *г* и 6) имеют возраст от верхней юры (титон) до мела, а его южная часть перекрывается сенонскими конгломератами, идентичными сенону пластины C_1 в Алжире (фиг. 3), и обломочными породами эоцена. Внутренние элементы флиша несогласно перекрываются олигоцен-миоценом в молассовых фациях, идентичным олигоцен-миоцену более северных Пелоританских гор.

В покрове чешуйчатых глин (*14* на фиг. 6) нумидийские глины образуют основную массу, в которой рассеяны неодинаковые по размерам обломки пород других формаций, включая нижнемеловой флиш, сеноманские радиоляриты и «рыбные сланцы», а также эоценовые известняки. Породы этих же фаций обнаружены во внутренней зоне Атласа. Покров Рейтано [11] перекрывает нумидийские пластины и покров чешуйчатых глин. Его породы эквивалентны породам серии Меджана в Алжире.

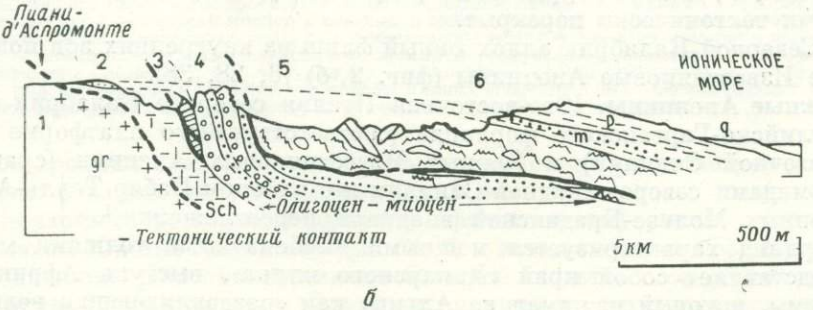
Пелоританский массив. Пелоританский массив (*13* на фиг. 6) — это Сицилийская Кабилия. В строении массива участвует метаморфическое основание, интрудированное гранитами, частично запрокинутое и надвинутое к югу. Его мезозойско-эоценовый чехол образует Известняковый кряж (12), подобно чехлу Кабилии в Алжире. Три внешних зоны Пелоританского чехла содержат пермо-триасовые породы типа верруканo (красноцветные песчаники и конгломераты) и мощную юрско-эоценовую толщу доломитов и известняков, изобилующую краткими перерывами в осадконакоплении, зонами накопления Fe — Mn и бедную обломочным материалом. Очевидно, этот разрез представляет геоантиклинальную область, подобно Брианconской зоне в Альпах [20]. Внешняя зона Лонжи-Галлодоро и ее филлитовое основание рассечены сотнями даек и силлов [44]. Датировка их заполнения показывает, что они формировались от лейаса до раннего эоцена. Они свидетельствуют о почти перманентной неустойчивости дна моря, кульминацией которой в раннем эоцене было переотложение пластин известняка длиной в несколько сотен метров.

Лютетская тектоническая фаза (эоцен) проявилась надвигами и скольжением Известнякового кряжа по его филлитовому основанию. Некоторые пластины перемещались подобно льдинам, нагромождаясь друг на друга; другие внедрялись в сильно деформированные филлиты. Затем последовало отложение конгломератов в течение среднего эоцена, надвигание самых высоких элементов Известнякового кряжа (зона Новара) на эти конгломераты и несогласное отложение олигоцен-миоценовых моласс на всех других формациях. В конечном счете Пелоританский блок продвинулся к югу по крайней мере на 15 км, так что его фронтальные чешуи перекрыли покров Монте-Соро.

Сравнение тектонической эволюции Сицилии и Алжира. Скалывание в фундаменте и срыв и скольжение осадочного чехла в Сицилии — явления, вполне сопоставимые с аналогичными явлениями в Алжире. Однако в Сицилии «орогеническая волна» была намного более длительной. Начавшись в Пелоританских горах в эоцене, она захватила панормиды в олигоцене, а самую внешнюю зону — в миоцене. В некоторых южных областях, например, в горах Сикани (фиг. 6), «волна» была активна еще в плиоцене.



а



б

Фиг. 7. Центральная и Южная Калабрии и разрез через впадину Краевой Калабрии.

а. 1 — граниты, гнейсы, слюдистые сланцы и филлиты; *2* — автохтонный чехол фундамента; *3* — офиолиты; *4—6* — эпиметаморфический флиш; *7* — внутренний флиш (чешуйчатые глины с нумидийскими породами) и олигоцен-миоценовая моласса; *8* — дикий флиш к востоку от Ла-Силы; *9* — зоны Санжинето и Катандзаро. Посторогенные отложения показаны белым.

б. 1 — фундамент Аспромонте — Серра-Сан-Бруно; *2* — филлиты (параавтохтон); *3* — чешуи Известнякового кряжа; *4* — дискордантная олигоцен-миоценовая моласса; *5* — дикий флиш внутреннего происхождения (пестроцветные чешуйчатые глины) с внутренними нумидийскими породами; *6* — посторогенный средний — верхний миоцен (*m*), плиоцен (*p*) и четвертичные отложения (*q*). *gr* — граниты; *Sch* — кристаллические сланцы.

В Сицилии были более интенсивными и явления переотложения [7]. Частично это обусловлено тем, что некоторые стратиграфические подразделения, например чешуйчатые глины, имели очень большую мощность и были обогащены глинистыми компонентами, а поэтому легко порождали олистостромы. Более жесткие формации давали осадочные клиппы и олистолиты. Следовательно, «орогенический шторм» в Сицилии был значительно более сильным и устойчивым, нежели в Атласе. «Шторм» ударял по гребням покровов, удаляя множество обломков из зон, приподнятых мигрирующей волной, и перенося их в смежный передовой прогиб. Передовой прогиб сохранялся значительно дольше (с олигоцена до раннего плиоцена), чем передовой прогиб в Северной Африке. Как и в Алжире, он медленно смещался на юг и в конце концов распался на отдельные структурные единицы.

Калабрия. Осевая зона Южной Калабрии сложена сланцами и кристаллическими породами с полоской осадочных пород «альпийского» возраста на юго-востоке (фиг. 7). Разрез через эту полосу Краевой Калабрии показывает, что ее строение подобно строению внешней части Пелоританских гор. В течение эоценовой тектонической фазы известняковый чехол фундамента соскользнул на восток в виде плиты, так же как в случае зоны Новара Пелоританских гор. Олигоцен — миоцен в молассовой фации составляет следующую более высокую тектоническую единицу и в свою очередь перекрывается покровом чешуйчатых глин, содержащих много осадочных клиппов. Посторогенный миоцен — плиоцен содержит несколько олистостромов, состоящих из материала чешуйчатых глин.

Центральная Калабрия сложена главным образом кристаллическими породами, которые вместе с аналогичными толщами Южной Калабрии и Пелоританских гор образуют симметричную веерообразную структуру, надвинутую в Сицилии на юг, а в Калабрии — на север [15, фиг. 19 и 20]. Надвигание в Сицилии незначительное, но сильно выражено в Калабрии, где оно сопровождается глаукофановым метаморфизмом. Кристаллические породы вместе с осадочным чехлом были надвинуты на Южные Известняковые Апеннины, как это видно в тектонических окнах на западе Центральной Калабрии [21, 22]. «Лигурийский» разрез чешуйчатых глин с офиолитами тоже был тектонически перекрыт.

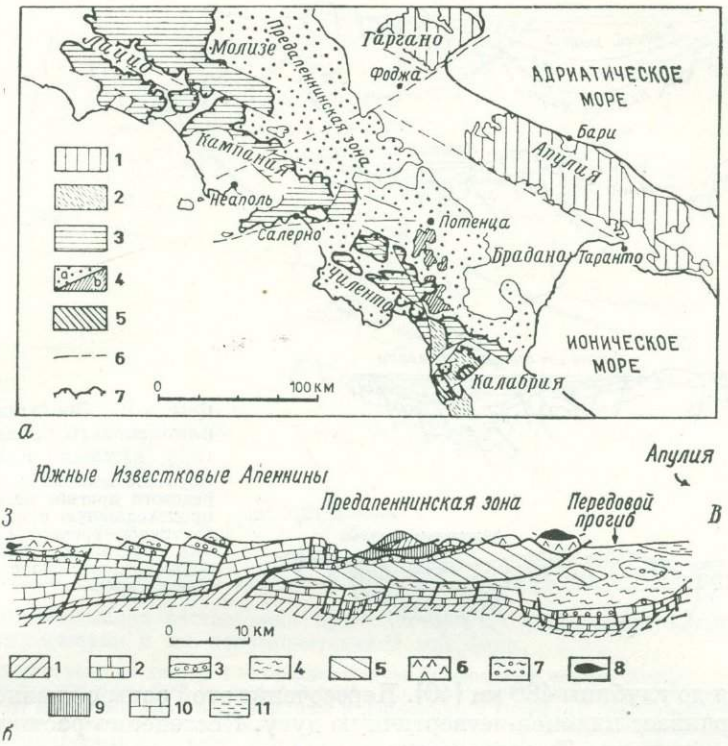
В Северной Калабрии аллохтонный флиш из внутренних зон покрывает Южные Известняковые Апеннины (фиг. 2, *б*) [6, 28, 38].

Южные Апеннины. Юго-восточная Италия севернее Калабрии состоит из Апулийско-Гарганского форланда (соответствующего платформе Рагуза юго-восточной Сицилии) и Южных Известняковых Апеннин (сравнимых с панормидами северо-западной Сицилии и с районом Бабор Телль-Атласа), разделенных Молизе-Браданской впадиной переотложения [1].

Форланд характеризуется мощными карбонатными толщами мезозоя. Он представляет собой край «Динарского клина», выступа Африканской платформы, который нажимал на Альпы, как «раздавливающая волокуша» (traineau écraseur), по выражению П. Термье.

Южные Известняковые Апеннины частично надвинуты на восток на более внешнюю зону Лагонегро — Стильяно (*5* на фиг. 8, *б*), соответствующую зоне Склафани Сицилии (*8а* на фиг. 6). Согласно Манфредини [32], Известняковые Апеннины автохтонны в Кампании, Лациуме и в Абруцци; по данным ряда авторов [1, 2, 24], они надвинуты на северо-восток. Простирающиеся в северо-западном — юго-восточном направлении разломы и складки Южных Апеннин пересечены поперечными разломами, параллельными разлому Анцио-Анкона. Д'Аржениo [19] интерпретирует их как левосторонний

[1] Термином «resedimentation basin», который здесь переводится буквально как «впадина переотложения», автор обозначает впадины, заполнявшиеся переотложенными продуктами разрушения покровов.— *Прим. ред.*



Фиг. 8.

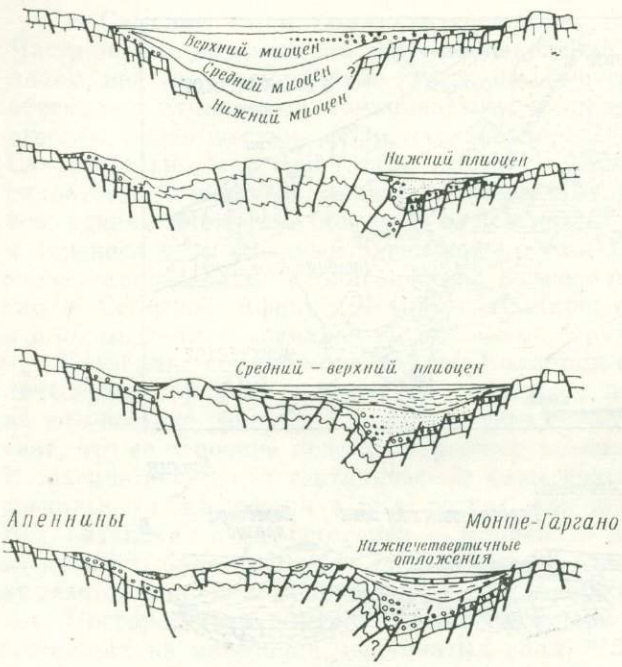
а — схематическая геологическая карта Южных Апеннин [27]. *1* — карбонатные породы Апулийско-Гарганской зоны; *2* — параавтохтонные породы Калабрии; *3* — аллохтонные карбонатные породы Южных Известняковых Апеннин; *4а* — флишевый комплекс (чешуйчатые глины и различные другие флишевые формации); *4b* — чешуя Лагонегро; *5* — блестящие сланцы и офиолиты; *6* — крупные разломы; *7* — границы аллохтонных элементов. Современные отложения показаны белым.
б — комбинированный схематический разрез (без масштаба) [26]. *1* — эпиметаморфический триас (гипсы, зеленые сланцы, мраморы, известняки и доломиты); *2* — мезозойские и кайнозойские неритовые отложения Браданского передового прогиба; *3* — дискордантная миоценовая моласса в Южных Известняковых Апеннинах; *4* — верхний миоцен и плиоцен с олистостромами; *5* — пластина Лагонегро (в действительности тектонически сдвоенная); *6* — эпиметаморфический флиш в ассоциации с породами элемента *8*; *7* — комплекс внутреннего флиша; *8* — офиолиты в глаукофан-ловсонитовой фации, радиолярииты и известняки с *Calpionella*; *9* — чешуя «глин и известняков» (флиш верхнего мела — эоцена); *10* — юрские — нижнемиоценовые карбонатные породы Южных Известняковых Апеннин (надвинутые на восток и очень упрощенные на этой схеме); *11* — внешние четвертичные отложения.

и правосторонний сдвиги со смещением от нескольких километров до 30 км. Некоторые разломы были активными уже в мезозое.

Аллохтонные комплексы флиша и офиолитов внутренних зон местами перекрывают Южные Апеннины (фиг. 8, *б*) и занимают самые высокие структурные позиции. Они обнаруживают большое сходство с содержащим офиолиты Лигурийским покровом Северных Апеннин и с внутренними флишевыми комплексами Алжира и Сицилии.

Молизе-Браданская впадина представляет собой передовой прогиб Южных Апеннин и является классической областью переотложения [3—5, 17, 18, 30, 36, 37, 43]. Накопившаяся в этой впадине миоцен-плиоценовая моласса содержит включения олистостромов, главнейшие из которых происходят из флишевого комплекса гребня Южных Известняковых Апеннин. На фиг. 9 видна центробежная миграция передового прогиба между миоценом и раннечетвертичным временем.

Тирренское море. Результаты сейсмических исследований методом преломленных волн и положительная гравитационная аномалия Буге свидетельствуют о том, что под абиссальной равниной Тирренского моря мантия располагается на глубине приблизительно 10 км. Очаги землетрясений в пределах зоны Бениоффа, падающей от Ионического моря к Тирренскому (фиг. 1),



Фиг. 9. Эволюция миоцен-плиоценового передового прогиба Южных Апеннин [30].

Обратите внимание на миграцию передового прогиба на северо-восток, происходившую с миоцена до четвертичного времени. Сейчас передовым прогибом Апеннин является Адриатическое море к северу от Монте-Гаргано.

встречаются до глубины 480 км [40]. Пересечение этой зоны с дневной поверхностью очерчивает плиоцен-четвертичную дугу. Постепенно расширяющимся поднятием мантии под Тирренским морем можно объяснить «орогеническую волну» в Сицилии, распространявшуюся на юг в миоцене и плиоцене, а также соскальзывание осадочных покровов и тектоническую дивергенцию, направленную в стороны от поднятия [16]. Центральная часть поднятия обрушилась, образовав дно современного Тирренского моря.

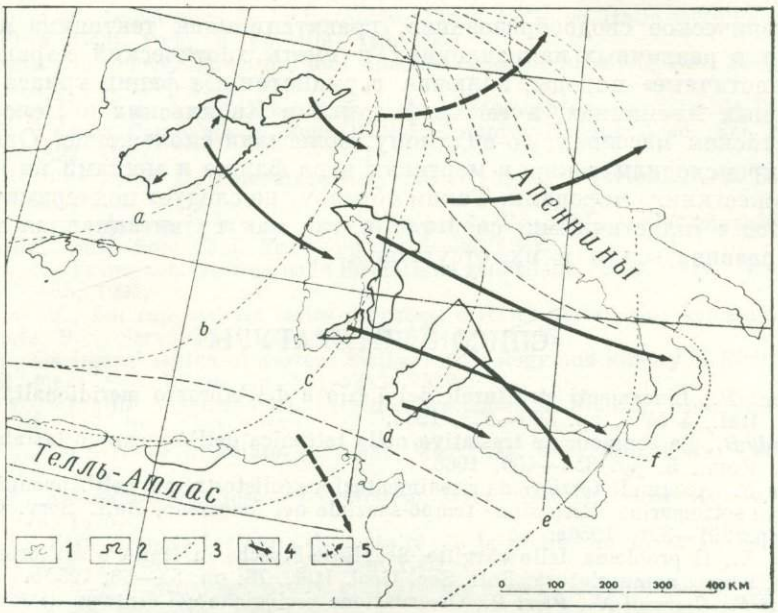
Согласно Ван Беммелену [45], поднятие верхней мантии и связанная с этим океанизация произошли потому, что часть сиалической коры была погружена в мантию. Верхняя часть ее была удалена в итоге совместного действия эрозии и тектонического соскальзывания. По мнению Ритсемы [42], землетрясения Тирренского моря, возможно, связаны с дрейфом Калабрии и Сицилии на юго-восток через стабильную впадину Ионического моря; сопутствующее этому растяжение в тыловой части могло бы объяснить океанизацию Тирренского моря и современный вулканизм Липарских островов.

Выводы. Региональные описания показали 1) единство структурного каркаса Калабрийско-Сицилийской дуги, 2) связь Восточного Атласа и Апеннин и 3) первоначальную сближенность самых внутренних тектонических элементов с форландом, с их наложением на самые внешние элементы.

Альпийские структуры формировались в две фазы, одна из которых была в эоцене, а другая — в неогене (миоцен — плиоцене). Крупные надвиговые пластины двигались в течение миоцена, причем их фронтальные части соскальзывали в передовой прогиб, перемещавшийся к внешнему краю дуги. Изучение этих сложных структур позволяет реконструировать палеогеографию от мезозоя до эоцена и обнаружить существование пяти крупных поясов (фиг. 1 и 2):

1. Внутренний пояс, характеризующийся развитием флиша от юры до миоцена.

2. Прерывистый пояс, занимающий относительно высокое положение в геосинклинали (геоантиклиналь или плита) и сложенный консолидированными карбонатными толщами с многочисленными перерывами (Кабильские массивы, Пелоританско-Калабрийская область и Тосканский хребет).



Фиг. 10. Гипотетическая реставрация крупных палеогеографических единиц Центрального Средиземноморья и их последовательной миграции.

1 — современная береговая линия; *2* — предполагаемое положение в мезозое Корсики, Сардинии, Калабрии, Пелоританского массива, северной Сицилии и центральной области Сицилии (стрелки в Сардинии показывают движения Альп по отношению к движениям в Пиренеях); береговые линии намечены только для ориентировки; *3* — линии простирания мезозойских палеогеографических элементов, выведенные из предполагаемых начальных положений, показанных знаком *2*; *4* — главные миграции в пределах внутренней части Тирренского сектора с поворотом Корсики и Сардинии против часовой стрелки, установленным по палеомагнитным данным [29] (более локализованные движения отдельных участков, диагональные или поперечные к стрелкам, не показаны); *5* —главные миграции внешних частей Тирренского сектора, включая Северные Апеннины и Восточный Атлас [*a* — граница Европейской континентальной платформы, *b* — раздел между будущими альпидами и динаридами, *c* — оси поднятий или плит внутри геосинклинали, представленных Кабильским и Пелоританско-Калабрийским массивами и Тосканским хребтом, *d* — дуга, представленная Телль-Атласом и центральной Сицилией, соединяющаяся с Апеннинами в Умбрии или с Южными Известняковыми Апеннинами, *e* — граница Африканской континентальной платформы и ее выступов, платформ Рагуза и Апулийской, *f* — предполагаемая внешняя граница Пелоританско-Калабрийского блока [15]].

3. Серия соприкасающихся зон, сменяющих друг друга вдоль дуги, например пояс, протягивающийся от Бабора через панормиды к Южным Известняковым Апеннинам, а также зоны внешнего флиша — Склафани — Лагонегро.

4. «Предсахарский» пояс, включающий Сахарский и Тунисский Атлас и зону Викари — Шакка (фиг. 6) в Сицилии.

5. Африканская платформа и ее выступы (платформы Сахарская, Рагуза, Апулийская).

Реконструкция этих поясов должна оставаться качественной, поскольку трудно измерить расстояния и первичные площади мезозойских зон, которые были надвинуты, значительно сокращены и частично эродированы. Тем не менее на фиг. 10 сделана попытка реставрации крупных палеогеографических подразделений мезозоя.

Могут быть намечены различные типы орогенической подвижности: пульсационные движения, возникновение разломов в фундаменте (как в Кабильском и Пелоританско-Калабрийском массивах), сжатие прогибов, выжимание выполняющих их осадочных толщ, гравитационное скольжение и движение по сдвигам.

Гравитационная тектоника проявлялась в разных масштабах и в различной тектонической обстановке. Индуцируемая за счет деформации в фундаменте, она приурочивалась во времени и пространстве к орогеническим зонам. Порождаемая региональными поднятиями, такими, как позднее

эпейрогеническое сводообразование, гравитационная тектоника могла развиваться в различных направлениях и иметь хаотический характер.

«Пластичные» породы, включая германотипные фации триаса в Атласе и Северных Апеннинах, а также филлиты в Кабильских и Пелоританско-Калабрийском массивах, по-видимому, облегчали скольжение. Однако движения происходили также в мергелях и во флише и местами на контактах между «жесткими» породами. Таким образом, не следует подчеркивать значение пород с «пластичными» свойствами, так как гравитационная тектоника может развиваться и в их отсутствие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Accordi B.*, Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionali, Mem. Soc. Geol. Ital., **4** № 1, pp. 595—633, 1964.
2. *Accordi B.*, La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese, Geol. Rom., **5**, pp. 355—406, 1966.
3. *Beneo E.*, Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine, Estenzione tempo-spaziale del fenomeno, Bull. Serv. Geol. Ital., **78**, pp. 291—321, 1956a.
4. *Beneo E.*, Il problema delle «Argille Scagliose-Flysch» in Italia e sua probabile soluzione, Nuova nomenclatura, Boll. Soc. Geol. Ital., **75**, pp. 53—68, 1956b.
5. *Boenzi F., Ciaranfi N., Pieri P.*, Osservazione geologiche nei dintorni di Accettura e di Oliveto Lucano, Mem. Soc. Geol. Ital., **7**, № 3, pp. 379—392, 1968.
6. *Bousquet J.-CL.*, Sur l'allure et la mise en place des formations allochtones de la bordure orientale des massifs calabro-lucaniens, Bull. Soc. Géol. Fr., **7**, pp. 937—945, 1965.
7. *Broquet P.*, Observations on gravitational sliding, The concept of olistostrome and olistolite, in Geology and history of Sicily, Tripoli, Petrol. Expl. Soc. Libya, pp. 255—259, 1970.
8. *Broquet P., Caire A., Mascle G.*, Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani), Bull. Soc. Géol. Fr., 8, pp. 994—1011, 1966.
9. *Caire A.*, Etude géologique de la région des Biban (Algérie) (Thèse Sc. Paris), Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, n. s., Bull. 16, 1957.
10. *Caire A.*, Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile, Bull. Soc. Géol. Fr., **3**, pp. 545—558, 1961.
11. *Caire A.*, Les arcs calabro-siciliens et les relations entre Afrique du Nord et Apennin, Bull. Soc. Géol. Fr., 4, pp. 774—784, 1962.
12. *Caire A*, Phénomenès tectoniques de biseautage et de rabotage dans le Tell algérien, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 5, pp. 299—325, 1964.
13. *Caire A.*, Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique, Ann. Soc. Géol. Nord., **84**, pp. 163—176, 1964.
14. *Caire A.*, Sicily in its Mediterranean setting, in Geology and history of Sicily, Tripoli, Petrol. Expl. Soc. Libya, pp. 145—170, 170a.
15. *Caire A.*, Tectonique de la Méditerranée centrale, Ann. Soc. Géol. Nord., **90**, pp. 307—346, 1970b.
16. *Caire A., Glangeaud L., Grandjacquet Cl.* Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale), Bull. Soc. Géol. Fr., **2**, pp. 915—938, 1960.
17. *Crostella A.*, Rapporti fra serie autoctone e serie alloctone nell'Alto Aventino (Abruzzi sudorientali), Mem. Soc. Geol. Ital., **6**, № 2, pp. 121—136, 1967.
18. *Crostella A., Vezzani L.*, La geologia dell'Appennino foggiano, Boll. Soc. Geol. Ital., **83**, pp. 1—23, 1964.
19. *D'Argenio B.*, Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale, Mem. Soc. Geol. Ital., 4, pp. 279—299, 1966.
20. *Debelmas J., Kerckhove Cl.*, Large gravity nappes in the French-Italian and French-Swiss Alps. (см. статью на стр. 196 настоящего сборника).
21. *Dubois R.*, Le passage latéral des prasinites de Rose-Fuscaldo aux épanchements jurassiques de Malvita et ses conséquences sur l'interprétation de la suture calabro-apenninique, Comptes Rendus Acad. Sci. Fr., **269**, pp. 1815—1818, 1969.
22. *Dubois R.*, Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin, Rev., Geogr. Phys. Géol. Dyn., **12**, pp. 221—254, 1970.
23. *Duée G.*, The geology of the Nebrodi mountains of Sicily, in: Geology and history of Sicily, Tripoli, Petrol. Expl. Soc. Libya, pp. 187—200, 1970.
24. *Fancelli R., Ghelardoni R., Pavan G.*, Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale, Mem. Soc. Geol. Ital., **5**, № 1, pp. 67—90, 1966.
25. *Flores G.*, Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily, Proc. 5th World Petrol. Congr., New York, sec. **1**, pp. 259—272, 1959.

26. *Grandjacquet Cl.* Importance de la tectonique tangentielle en Italie méridionale, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 4, pp. 109—113, 1962.
27. *Grandjacquet Cl.*, Schema structural de l'Apennin campano-lucanien, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 5, pp. 185—202, 1963.
28. *Grandjacquet Cl.*, Les phases tectoniques et le metamorphisme tertiaire de la Calabre du Nord et de la Campanie du Sud (Italie), Comptes Rendus Acad. Sci. Fr., 269, pp. 1819—1822, 1969.
29. *Hospers J., Van Andel I.*, Paleomagnetism and tectonics, a review, Earth Sci. Rev., 5, pp. 5—44, 1969.
30. *Jacobacci A.*, Evolution de la fosse mio-pliocène de l'Apennin apulocampanien (Italie méridionale), Bull. Soc. Géol. Fr. 4, pp. 691—694, 1962.
31. *Jacobacci A.*, Frane sottomarine nelle formazione geologiche, Boll. Serv. Geol. Ital., 86, pp. 65—85, 1965.
32. *Manfredini M.*, Sui rapporti fra facies abruzzese e facies umbra nell'Appennino centro meridionale, Boll. Serv. Geol. Ital., 86, pp. 87—112, 1965.
33. *Mascle G.*, Geological sketch of western Sicily, in: Geology and history of Sicily, Tripoli, Petrol. Expl. Soc. Libya, pp. 231—243, 1970.
34. *Ogniben L.*, «Argille Scagliose» ed «Argille Brecciate» in Sicilia, Boll. Serv. Geol. Ital., 75, № 1, pp. 281—289, 1953.
35. *Ogniben L.*, Le «Argille Brecciate» Siciliane, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 18, pp. 1—92, 1954.
36. *Ogniben L.*, Le argille scagliose del Crotonese, Mem. Not. Ist. Geol. Applic. Napoli, 6, pp. 3—72, 1955.
37. *Ogniben L.*, Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile, in: Livre P. Fallot, Soc. Géol. Fr., Mém. hors-sér., 2, pp. 203—216, 1962.
38. *Ogniben L.*, Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano, Mem. Soc. Geol. Ital., 8, pp. 453—763, 1969.
39. *Ogniben L.*, Paleotectonic history of Sicily, in: Geology and history of Sicily, Tripoli, Petrol. Expl. Soc. Libya, pp. 133—143, 1970.
40. *Peterschmitt E.*, Quelques données nouvelles sur les séismes profondes de la mer Thyrénienne, Ann. Geoph., 9, pp. 305—334, 1956.
41. *Rigo de Righi R.*, Olistostromi neogenici in Sicilia, Boll. Soc. Geol., Ital., 75, № 3, pp. 185—215, 1956.
42. *Ritsema A. R.*, Seismic data of the West Mediterranean and the problem of oceanization, Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen., 26, pp. 105—120, 1969.
43. *Roda C.*, I sedimenti neogenici autoctoni ed alloctoni della zona di Cirò-Cariati (Catanzaro e Cosenza), Mem. Soc. Geol. Ital., 6, № 2, pp. 137—149, 1967.
44. *Truillet R.*, The geology of the eastern Peloritani Mountains of Sicily, in: Geology and history of Sicily, Tripoli, Petrol. Expl. Soc. Libya, pp. 171—186, 1970.
45. *Van Bemmelen R. W.*, Origin of the Western Mediterranean sea, Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen., 26, pp. 13—52, 1969.

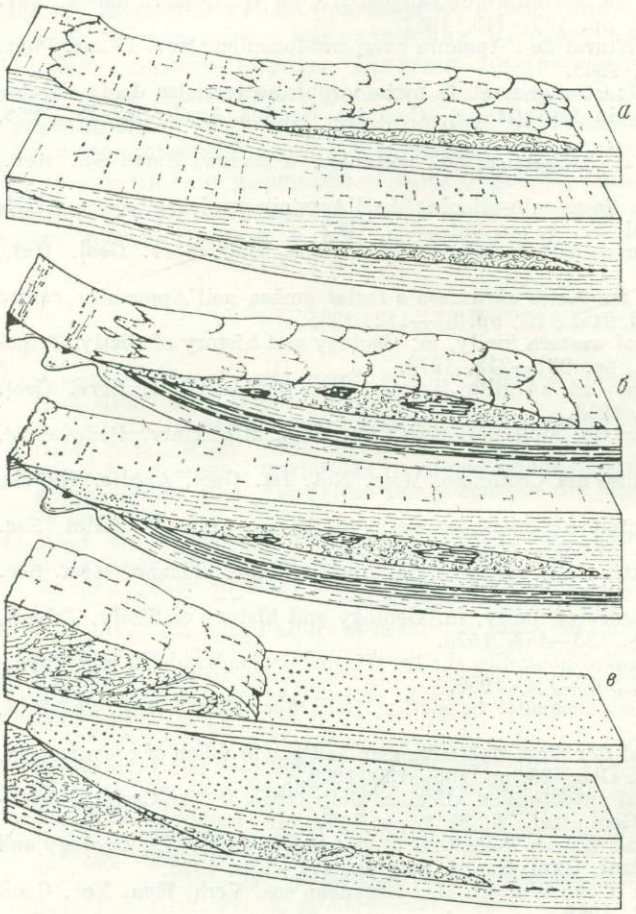
ОЛИСТОСТРОМЫ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНЫХ АПЕННИН

П. Эльтер, Л. Тревизан [1]

В статье описаны различные типы олистостромов Северных Апеннин; авторы делают попытку интерпретировать их структуру и кинематику в рамках тектонической эволюции региона Северных Апеннин.

Термин «олистостром» был введен в 1955 г. Флоресом для обозначения гетерогенных, более или менее равномерно перемешанных, переслаивающихся с нормальными осадочными породами отложений, которые этот автор интерпретировал как результат подводного оползания. Образование таких структур наблюдалось в Сицилии в самых различных проявлениях и мас-

[1] Институт геологии и палеонтологии, Пизанский университет, Пиза, Италия.



Фиг. 1. Схематическая реконструкция трех различных типов подводного соскальзывания.

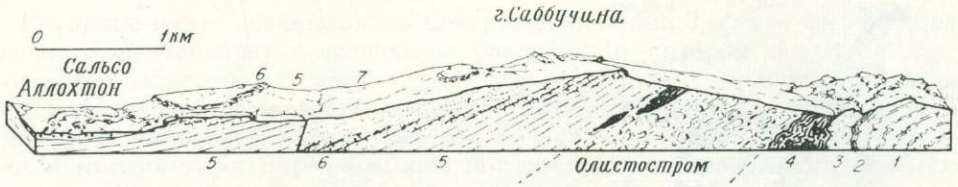
а — оползание (материал из той же самой формации); *б*—олистостромы (материал из других формаций того же бассейна седиментации); *в* — олистостромы-предвестники (материал поставляет фронт продвигающихся аллохтонных пластин).

штабах, а впоследствии термин «олистостром» был применен для обозначения аналогичных отложений в Апеннинах и других горных цепях.

Некоторые авторы пытались вложить новый смысл и дать новые ограничения понятиям «олистостром» и «олистолит», рассматривая их генезис и характер залегания [1]. Мы не собираемся вступать здесь в дискуссию по этому вопросу, предпочитая описать некоторые типы подводного оползания и их связь с вызвавшими их тектоническими событиями.

В Северных Апеннинах Эльтер и Шваб [8] первыми отнесли к олистостромам несколько прослоев брекчий, залегающих среди слоев флиша. Ранее все отложения, генезис которых не могли объяснить и которые просто считали «хаотическими» из-за их сложного характера, называли *чешуйчатыми глинами* или *чешуйчатыми сланцами* (argille scagliose) благодаря частому присутствию в них глинистых сланцев, распадавшихся в обнажениях на «щепки» толщиной в несколько миллиметров. Таким образом, старое определение с чисто литологическим значением было расширено и применено для обозначения аллохтонных и обычно сильно деформированных комплексов. Однако в настоящее время термин *argille scagliose* не следует использовать в таком общем, генерализованном смысле.

Типы оползней в зависимости от происхождения материала. Интересующие нас гравитационные явления относятся к группе, простейшим представителем которой служит оползень. На фиг. 1, *а* представлена модель оползня. Под оползнем мы понимаем включения, сложенные либо слоями, деформированными при дифференциальном скольжении, либо отложениями грязевых



Фиг. 2. Пример олистострома из окрестностей Кальтаниссетты (Сицилия).

1 — сланцеватые глины (тортон, средний миоцен); *2* — трепел; *3* — гипс (мессиний, верхний миоцен); *4* — белые мергели с фораминиферовыми «trubi» (нижний плиоцен); *5* — голубые аргиллиты пьяченцской фации (плиоцен); *6, 7* — желтые калькарениты и пески астийской фации (плиоцен). Олистостромы имеют вид конгломератов с компонентами из тортонских сланцеватых глин и пачек слоев с «trubi».

потоков брекчиевидного строения, при условии, что материал происходит из той же самой толщи, в которую они включены. Для осуществления такого процесса достаточно легкого наклона морского дна во время седиментации.

На фиг. 1, *б* показана модель, отличающаяся от предыдущей тем, что в оползшую массу включен дополнительно материал более древних формаций, чем толща, в которую заключен оползень.

На фиг. 2 приведен реальный пример из Сицилии. Для возникновения такой структуры необходима незначительная складчатость или какая-то другая тектоническая деформация. Этот оползень, по-видимому, образовался впереди складки. Вначале этот тип был назван *брекчированными аргиллитами* (argille brecciate), а позднее — олистостромами.

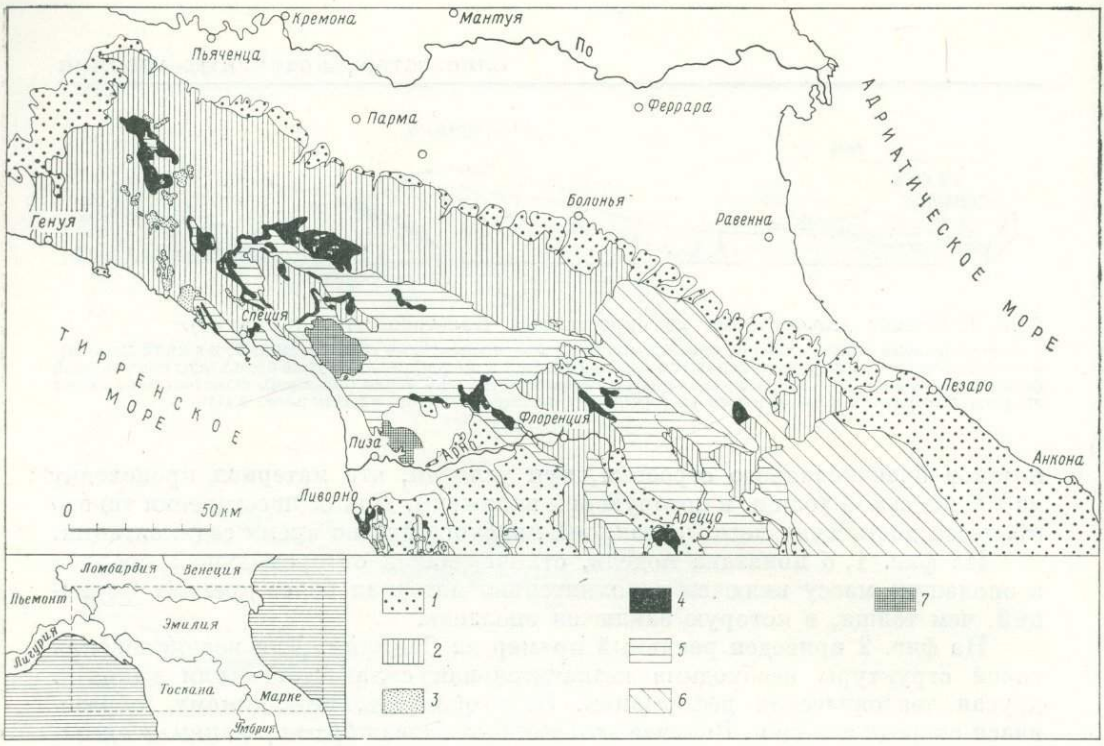
В ряде случаев появляющийся в разрезе материал с признаками оползания принадлежит, хотя бы частично, к отложениям другого бассейна седиментации. Этот третий тип оползания, очевидно, связан с продвижением аллохтонных масс (фиг. 1, *в*), которые следуют за оползнем с коротким интервалом. Для обозначения таких оползней мы предлагаем термин «олистостромы-предвестники».

Следовательно, три типа оползания отличаются один от другого источником слагающего их материала. Эти различные источники могут быть характерны для разных условий «тектонического ландшафта» в момент возникновения оползня.

В следующем разделе мы проанализируем несколько типов олистостромов и их связь с палеотектонической эволюцией Северных Апеннин. Распределение олистостромов и крупных тектонических элементов в этом регионе показано на фиг. 3.

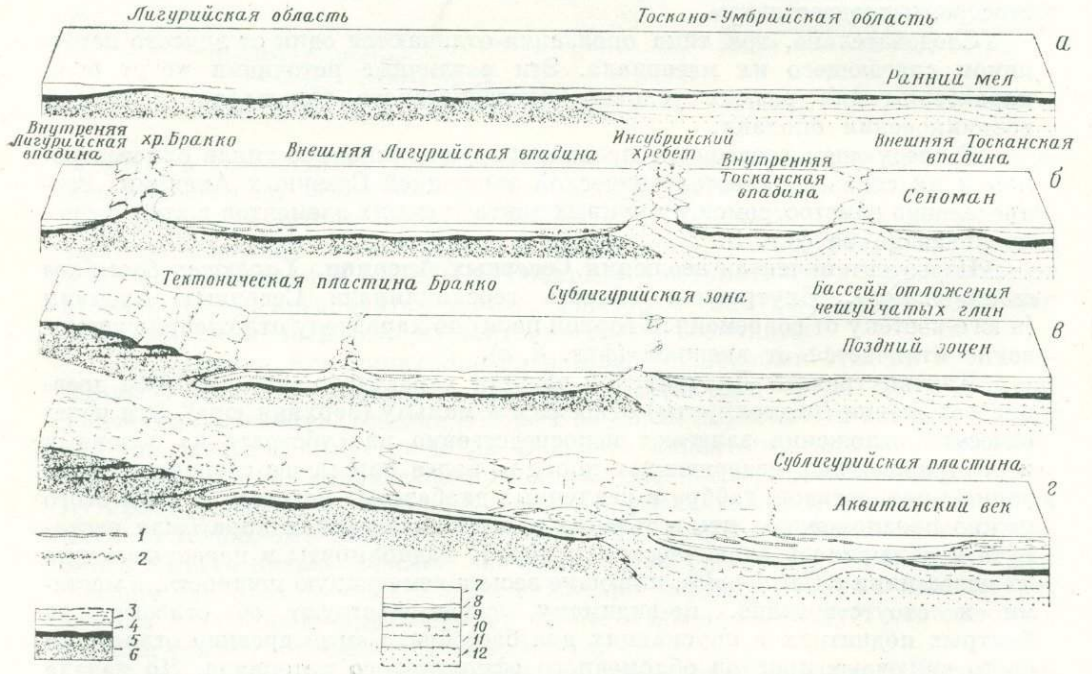
Палеотектоническая эволюция Северных Апеннин. *Характер бассейнов седиментации.* Внутренняя область геосинклинали Северных Апеннин (к юго-востоку от современной горной цепи) по характеру отложений существенно отличается от внешней (фиг. 4, *а*).

Для внутренней Лигурийской области характерно, что наиболее древние отложения (радиоляриты) относятся к мальму (верхняя юра). Эти пелагические отложения залегают непосредственно на субстрате из основных и ультраосновных изверженных пород — более или менее серпентинизированных перидотитов, габбро и различных диабазовых потоков. В свете этого можно предположить, что в течение мальма сиалическая кора была растянута и обнажилось океаническое ложе [5]. Радиоляриты и перекрывающие их известняки с *Calpionella*, имеющие весьма изменчивую мощность, а местами и отсутствующие, по-видимому, свидетельствуют об относительно быстрых поднятиях и опусканиях дна бассейна. Самые древние отложения часто включают прослои обломочного офиолитового материала. До начала сеномана продолжалось накопление глин, перемежающихся с серыми пелагическими известняками (palombini). Последовавшее затем накопление флиша в большей части Лигурийской области продолжалось до конца палеоцена, а в ее северо-восточной части — до конца эоцена.



Фиг. 3. Схематическая карта, показывающая расположение тектонических элементов Северных Апеннин.

1 — посторогенные отложения и третичные породы Пьемонтской впадины; *2* — лигуриды; *3* — выходы офиолитов хребта Бракко; *4* — Сублигурийская пластина; *5* — Тосканский покров; *6* — внешняя область Марке; *7* — Тосканские автохтонные и параавтохтонные комплексы.



Фиг. 4. Схематическая реконструкция тектонической эволюции Северных Апеннин от мела до аквитанского века.

1 — олистостромы; *2* — конгломераты. Лигурийская область (*3*—*6*): *3* — флиш, в основном карбонатный; *4* — глинистые сланцы Паломбини; *5* — радиоляриты и известняки с *Calpionella*; *6* — офиолиты. Тоскано-Умбрийская область (*7*—*12*): *7* — флиш Мачиньо; *8* — чешуйчатые глины; *9* — радиоляриты и известняки с *Calpionella*; *10* — пелагические известняки; *11* — эвапориты и рифовые известняки; *12*—палеозойский фундамент и породы типа веррукано.

Внешняя часть геосинклинали Северных Апеннин, Тоскано-Умбрийская область, характеризуется осадочным разрезом, в котором средний триас несогласно залегает на метаморфическом фундаменте континентального типа, испытавшем герцинский орогенез. Верхний триас представлен эвапоритами и рифовыми образованиями, а юра — пелагическими карбонатными и кремнистыми породами, иногда с локальными перерывами. В конце мальма в Тоскано-Умбрийской области накапливались радиоляритовая формация и толщи известняков с *Calpionella*, аналогичные толщам Лигурийской области; следовательно, в это время между этими областями не было барьера. Флиш во внешней области начал отлагаться в олигоцене.

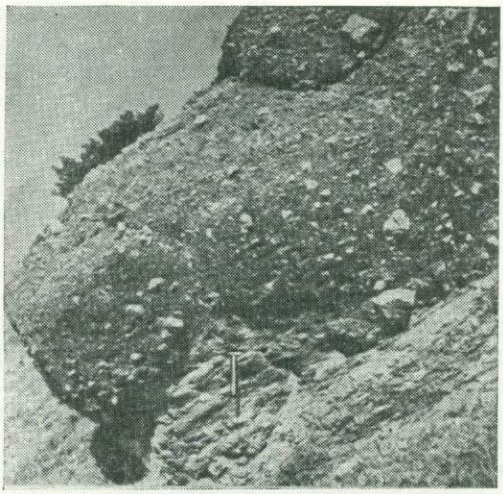
Меловая тектоническая фаза. Первые тектонические движения проявились в Северных Апеннинах в конце раннего мела (фиг. 4, *б*). По локальным несогласиям в сеноманских красных чешуйчатых сланцах (scaglia rossa) и по перерыву, соответствующему альбскому и аптскому векам (а местами, возможно, и более длительному), во внешней области можно установить несколько поднятий. Сеноманские конгломераты в восточной части Лигурийской области, у границы между внешней и внутренней областями, указывают, что в течение сеномана между этими областями существовал поднятый хребет (Инсубрийский хребет Эльтера с соавторами [6]). Гальки кристаллических пород в конгломерате свидетельствуют о том, что эрозия доходила до фундамента. Возможно, поднятие хребта связано со значительными тектоническими движениями, имевшими место дальше к северу, в Австро-Альпийском регионе.

Важным событием в Лигурийской области, может быть, и независимым от Инсубрийского хребта, было поднятие хребта Бракко [7], сложенного офиолитами и их осадочным чехлом. Этот хребет разделил Лигурийскую область на две части — внешнюю и внутреннюю Лигурийские впадины. В обе впадины поступали турбидитовые потоки как с поднятых частей Австро-Альпийской области, так и с герцинских массивов Корсики и Сардинии. Таким образом началось отложение позднемелового флиша.

Хребет Бракко быстро поднялся и в сеномане и туроне достиг своего максимального развития. Как показывают линзы конгломератов, вытянутый хребет с локальными поднятиями и понижениями возвышался местами над уровнем моря. В разделенных хребтом Бракко впадинах осадконакопление было различным. Во внутренней впадине накапливались глинистые сланцы Валь-Лаванья; эти мергелисто-алевритовые толщи в верхних частях похожи на флиш с прослоями песчаников. В удалении от хребта эквивалентом верхних частей сланцев Валь-Лаванья является грубый песчанистый флиш — песчаники Монте-Готтеро. Во внешней впадине (к северо-востоку от хребта) флиш ложился на глинистые и песчаные породы сеноманского и туронского возраста. Это так называемый *гельминтоидный флиш* (Helminthoid flysch) Северных Апеннин, возраст которого колеблется от сенонского до палеоценового. Флиш имеет в основном карбонатный до мергелистого состав и известен под различными названиями: Монте-Кайо, Монте-Кассио, Серра-Мадзони и др., что связано с обычным изменением фаций.

Олистостромы меловой фазы. Поднятие хребта Бракко устанавливается в основном по появлению обломочных горизонтов в отложениях впадин по обеим сторонам хребта. Эти горизонты имеют различный характер: местами это турбидитовые песчаники с преимущественно офиолитовым материалом, но чаще они состоят из слоев или линз брекчий с пелитовым цементом, которые интерпретируются как олистостромы (фиг. 5). Брекчии включают обломки офиолитов и отложений верхней юры и мела, первоначально покрывавших офиолиты.

Местами материал для обильного цемента привносился из разных участков питающей провинции, но в ряде случаев он сильно обогащен породами, по которым шло скольжение. Известны также брекчии, состоящие



Фиг. 5. Сеноманский олистострom, состоящий из обломков офиолитов и их осадочного чехла с обильным глинистым цементом.

из офиолитов, известняков с *Calpionella* и радиоляритов без пелитовой основной массы, а иногда цемент состоит из песчаников или переработанных и обычно хлоритизированных гиалокластитов. Олистостромы с небольшим количеством глинистого цемента локализуются вблизи породившего их хребта, тогда как олистостромы с обильным глинистым цементом могли перемещаться на расстояние около 50 км.

С последним типом олистостромов ассоциируются (но не обязательны для них) крупные, нередко огромные (до нескольких кубических километров) блоки, состоящие преимущественно из диабазов и более или менее серпентинизированных перидотитов. Принимая во внимание их соотношения с окружающими отложениями, эти породы можно рассматривать как огромные обломки, скользившие по илистому дну моря.

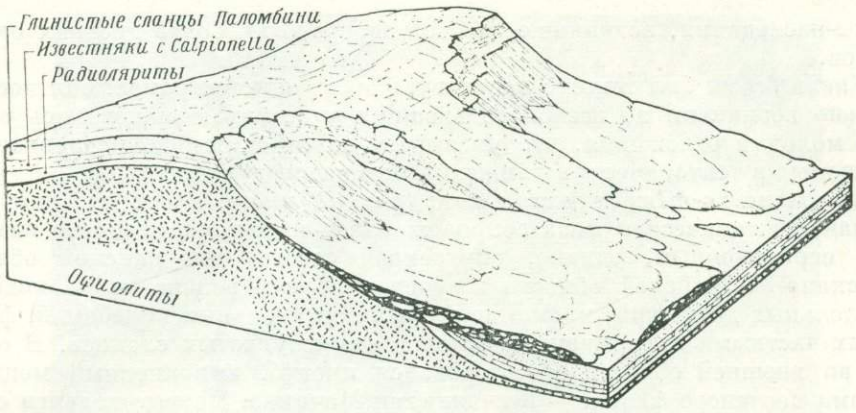
Олистостромы явно более многочисленны вблизи хребта, где они во многих случаях замещают нормальные флишевые отложения и подстилающие породы.

Олистостромы такого типа развиты по обеим сторонам хребта Бракко, но на внешней стороне они встречаются чаще и распространяются дальше. Это может указывать на асимметрию хребта, которая, возможно, предопределялась проявившейся впоследствии северо-восточной вергентностью Апеннин.

Олистостромы обычно прослаивают сеноманские отложения, но в ряде участков размером до нескольких квадратных километров они покоятся прямо на офиолитах. На фиг. 6 предложено объяснение этого явления.

С меловой тектонической фазой, очевидно, связаны различные генерации олистостромов. Действительно, среди молодых олистостромов нередко обнаруживаются фрагменты более древних олистостромов (фиг. 7). Можно сделать вывод, что хребет Бракко в сеномане был «фокусом» повышенной мобильности, которую можно рассматривать как предвестник особенно значительного эоценового тектонического пароксизма Лигурийской области.

Эоценовая (*лигурийская*) *тектоническая фаза.* В Лигурийской области до конца палеоцена продолжалось осадконакопление преимущественно во флишевых фациях. В течение эоцена внутренняя Лигурийская впадина, хребет Бракко и часть внешней впадины (фиг. 4, *в*) испытали важную фазу складчатости. Верхняя часть хребта Бракко продвинулась к востоку в виде лежачей складки, в результате чего осадки и расслаивающие их олистостромы, которые накопились на внешней стороне хребта непосредственно перед этими движениями, на площади многих квадратных километров были



Фиг. 6. Схематическая блок-диаграмма олистострома на северо-восточном крыле хребта Бракко, показывающая его соотношения с фундаментом.

перекрыты офиолитами, составлявшими ядро складки. Над этой складкой были нагромождены другие лежачие складки, более внутреннего происхождения, также с офиолитами в ядрах. Впоследствии эти складчатые толщи были частично перекрыты осадками от позднеэоценового до среднемиоценового возраста (гельветский ярус). Наиболее важная формация этой несогласно залегающей толщи — олигоценовые песчаники Рандзано.

Во внешней части Лигурийской впадины, которая не была охвачена этими тектоническими движениями, продолжалось осадконакопление. Преимущественно карбонатный флиш этой области почти постепенно, без видимого перерыва переходит по простиранию в песчаники Рандзано.

Олистостромы эоценовой фазы. Элементы рельефа, созданные во время лигурийской фазы, частично были подняты выше уровня моря и стали источниками сноса песчаников и ассоциирующихся с ними конгломератов формации Рандзано. По отношению к лигурийской фазе песчаники Рандзано представляют собой осадки молассового типа. Поскольку площадь акватории уменьшилась, количество олистостромов тоже сократилось. Тем не менее несколько олистостромов включено в песчаники Рандзано; встречаются они также во внешнем эоценовом флише. Некоторые из них содержат крупные блоки офиолитов, равно как и включения комплекса основания; по составу они, видимо, идентичны сеноманским. Возможно, это олисто-

Фиг. 7. Олистостром из окрестностей хребта Бракко.
Стрелки указывают на материал из предыдущего олистострома.

стромы-наследники, возникшие за счет переработки более древних олистостромов.

Каков бы ни был генезис постлигурийских олистостромов, они последовательно возникали во все более внешних участках и включались во все более молодые отложения, что указывает на относительно медленное распространение тектонических движений во внешнюю сторону.

Аквитанская тектоническая фаза (*ранний миоцен*). Вторая, или лигурийская, тектоническая фаза сопровождалась крупномасштабным надвиганием, ограниченным, однако, внутренней частью Лигурийской области. В Тоскано-Умбрийской области в течение мела и эоцена не происходило значительных движений, кроме некоторых вертикальных колебаний, фиксируемых частными перерывами в формациях чешуйчатых сланцев. В олигоцене во внешней области сформировался прогиб, выполненный мощными толщами песчаного флиша — песчаниками Мачиньо. Первые надвиги с продвижением аллохтонных пластин пород внутренних областей на внешнюю область произошли в конце олигоцена и начале миоцена (фиг. 4, *г*).

Первая достигшая Тоскано-Умбрийской области пластина состоит целиком из пород эоцена, среди которых встречаются карбонатные породы и песчаники, но главным образом мощные глинистые толщи с прослоями известняков. С некоторыми оговорками, за родоначальную область этой пластины может быть принята внешняя часть Лигурийской области. Наиболее вероятно, что ее верхняя часть продвинулась еще дальше и теперь находится в более восточных областях в виде карбонатного флиша Альберезе. Считается, что механизм продвижения через внешнюю область имел гравитационную природу, поскольку ни при каких обстоятельствах комплекс пород, состоящий в основном из глин, не может передать сильный толчок сзади.

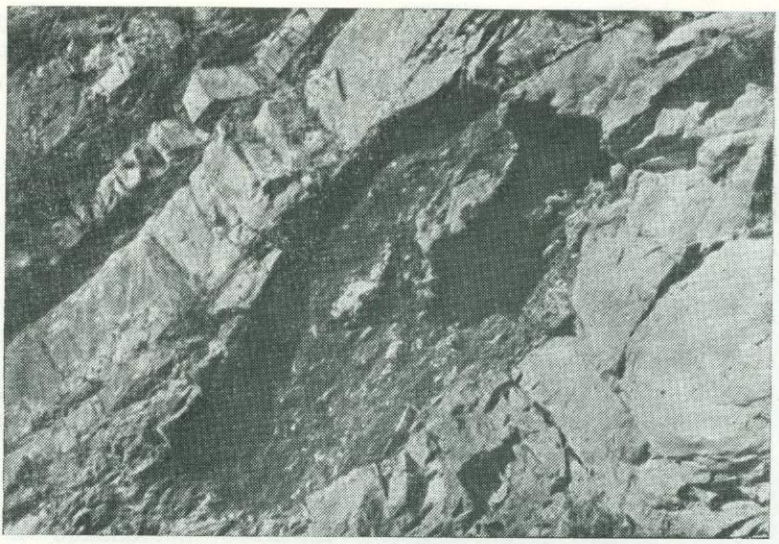
Эта тектоническая пластина, ранее известная как сланцево-известняковая, называется здесь Сублигурийской. Продвижение ее в желоб, где накапливалась флишевая толща Мачиньо, было не мгновенным, а более или менее постепенным, о чем свидетельствует присутствие олистостромов в различных горизонтах формации Мачиньо.

Олистостромы аквитанской фазы. Когда Сублигурийская пластина двигалась в прогиб Мачиньо, от ее фронтальной части отделялись мелкие и крупные подводные оползни, продвигавшиеся самостоятельно на расстояние многих километров; в настоящее время их можно наблюдать в виде горизонтов брекчий, переслаивающихся с турбидитами Мачиньо. Все эоценовые формации Сублигурийской пластины можно встретить в обломочных компонентах олистостромов; отмечается небольшое преобладание известняков над песчаниками. Встречаются также угловатые обломки аргиллитов, что указывает на дотектонический диагенез.

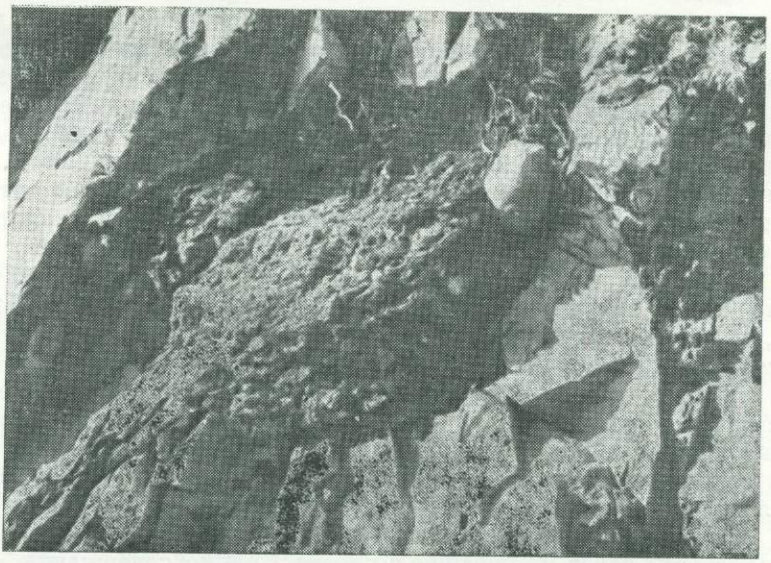
Олистостромы имеют различный вид. Легче всего распознаются линзовидные массы, состоящие из обломков размером преимущественно 10—20 см, беспорядочно расположенных в глинистом цементе. Углы обломков слегка сглажены, что наводит на мысль о перекатывании на относительно большие расстояния. Меньшие по размерам олистостромы часто имеют такой вид, как олистостромы, изображенные на фиг. 8 и 9.

Второй тип олистостромов состоит из угловатых и несколько трещиноватых блоков размером в основном 0,2—1 м. Цемент представлен материалом подстилающих отложений со следами слоистости. Местами блоки отделены друг от друга. Полагают, что олистостромы этого типа перемещались только на небольшие расстояния без перекатывания.

Олистостромы третьего типа характеризуются очень крупными блоками, состоящими из множества слоев (фиг. 10). Нижняя граница обычно имеет тектонический характер и почти неизменно несет следы растяжения слоев осадочных пород в результате волочения. Во многих блоках слои перевер-



Фиг. 8. Олистостром очень маленького размера в олигоценовом] флише Мачиньо Тосканского бассейна седиментации.



Фиг. 9. То же, что и фиг. 8.

нуты, что, однако, не обязательно свидетельствует о перекатывании, так как нельзя исключать возможности поступления из опрокинутых крыльев лежачих складок.

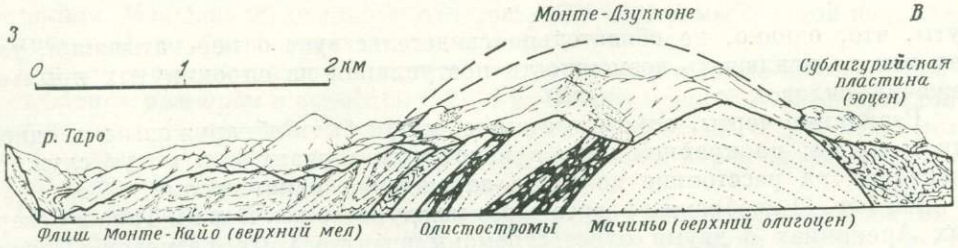
Различные черты, описанные выше, могут быть обнаружены и в одном олистостроме; по крайней мере в некоторых случаях они могут служить указанием на расстояние до места зарождения олистострома.

На фиг. 11 изображен разрез через междуречье рек Вара и Таро в Северных Апеннинах с двумя олистостромами значительных размеров. Картирование этой территории дало возможность восстановить последовательность событий (фиг. 12).

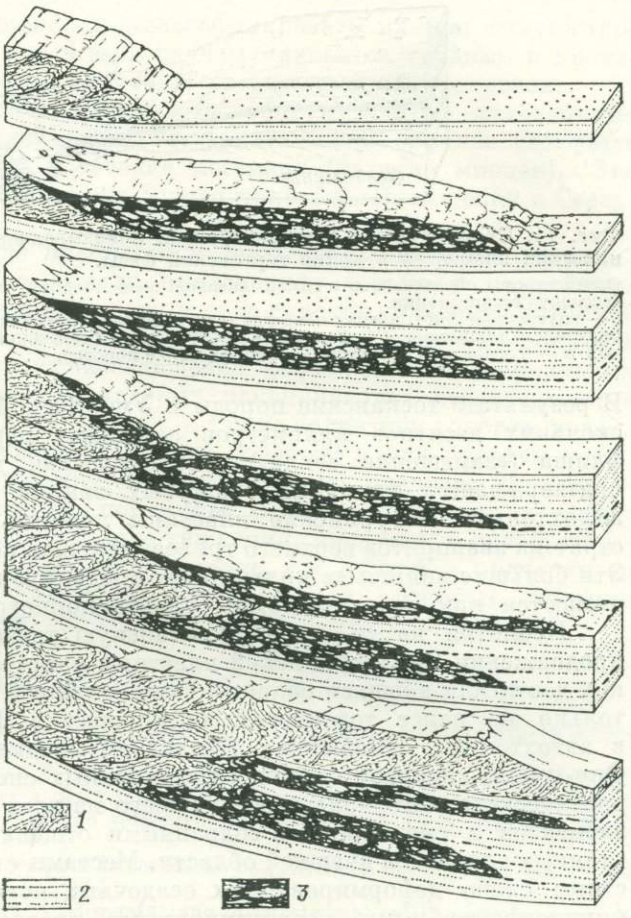
Фиг. 10. Олистостром с сохранившейся последовательностью слоев.

Срез тыловой части двух олистостромов виден в обнажениях несколько южнее участка, изображенного на фиг. 11. Вслед за возобновлением накопления осадков Мачиньо после второго олистострома произошло наступание аллохтонных масс Сублигурийской пластины. На фиг. 13, основанной на многочисленных полевых наблюдениях, схематически показана относительная позиция олистостромов в толще турбидитов Мачиньо, мощность которых, включая самые верхние горизонты, превышает 1500 м. Можно сделать вывод, что Сублигурийская пластина продвигалась во впадину Мачиньо постепенно и процесс растянулся на относительно длительный интервал времени. Весьма вероятно, что возникновение этих крупных олистостромов соответствует возобновлению или усилению продвижения аллохтонных масс. Вследствие этого они имеют особое значение в палеотектонической эволюции как предвестники и индикаторы надвиговых движений и заслуживают выделения их в качестве олистостромов-предвестников. Олистостромы-предвестники также свидетельствуют (и, пожалуй, являются единственными свидетелями) о том, что гравитационное скольжение аллохтонных масс на ощутимое расстояние происходит в течение длительного времени. Приняв, что ширина прогиба Мачиньо равна 50 км, а длительность позднего олигоцена (т. е. времени отложения толщ Мачиньо) составляет 5 млн. лет, получим, что средняя скорость движения аллохтонных масс равна 1 см/год.

Тосканская тектоническая фаза (*тортон, средний миоцен*). В течение среднего миоцена, особенно в его конце, в тортонском веке, имела место пароксизмальная тектоническая фаза, характеризующаяся крупномасштабным надвиганием. В эту фазу тектонические элементы Северных Апеннин достигли их современного положения (фиг. 3), и значительные надвиговые движения в конце концов прекратились. Отложения внутренней Лигурийской впадины (песчанистый и известняковый флиш верхнемелового возраста) были перемещены через пришедшие с хребта Бракко содержащие офиолиты тектонические элементы, которые при этом были растянуты и расплющены.



Фиг. 11. Разрез, на котором показаны два олистострома-предвестника в олигоценовом флише Мачиньо и их соотношения с тектоническим окном Таро к югу от Пьяченцы.



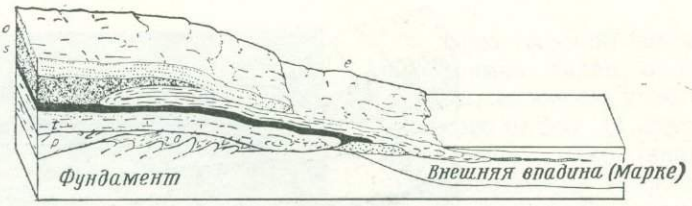
Фиг. 12. Блок-диаграммы, показывающие (сверху вниз) реконструкцию механизма становления двух олистостромов, изображенных на фиг. 11.

На двух первых блок-диаграммах фронт Сублигурийской пластины продвигается в прогиб Мачиньо и дает начало первому олистостому. Дальнейшее продвижение аллохтонных масс вызывает отделение второго олистострома, который включает переработанные части первого. Наконец, окончательное продвижение Сублигурийской пластины совершенно прерывает отложение флиша Мачиньо. *1* — Сублигурийская пластина (эоцен); *2* — флиш Мачиньо (верхний олигоцен); *3* — олистостромы.

Тектоническое нагромождение надвинутых друг на друга Лигурийских пластин перемещалось к востоку как одно целое и покрыло внешнюю Тоскано-Умбрийскую область. Во время этого продвижения развивались надвиги и во внешней области, в результате чего на большой территории наблюдаются тектонические аналоги тосканских разрезов (фиг. 14). Индивидуальность Тосканских надвиговых пластин особенно хорошо выражена в Апуанских Альпах, где обнажающиеся в окнах автохтонные толщи имеют вид метаморфических ядер.

В этот же период значительные горизонтальные перемещения произошли южнее реки Арно. Кроме того, здесь образовались большие участки тектонической денудации позади надвинутых Тосканских пластин, которые были сорваны с субстрата и при скольжении перемещены к востоку (фиг. 15).

Фиг. 13. Схематическая реконструкция соотношения олистостромов с постепенным продвижением Сублигурийской пластины в бассейн седиментации Мачиньо.

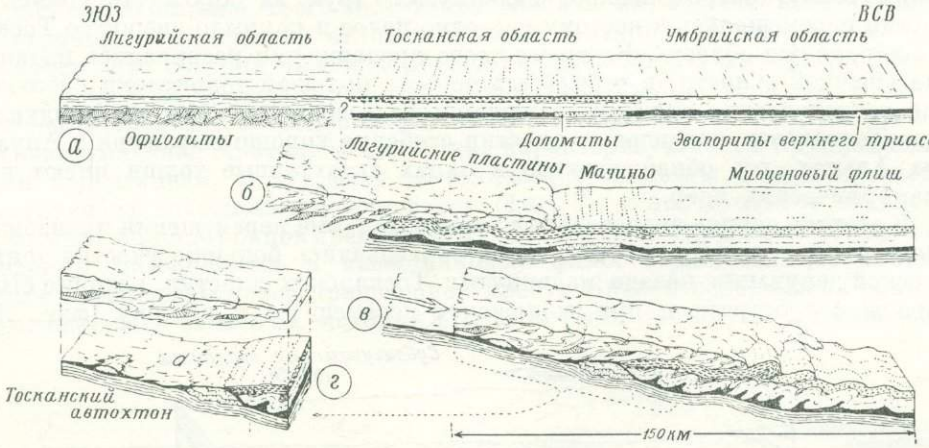


Фиг. 14. Схематическая блок-диаграмма, показывающая соотношение различных тектонических элементов в конце тортонской фазы.

Олистостромы образовались в самой внешней зоне Апеннин, соответствующей Тоскано-Умбрийскому бассейну седиментации.
i — внутренняя Лигурийская пластина; *e* — внешняя Лигурийская пластина; *o* — офиолиты; *s* — Сублигурийская пластина; *t* — Тосканский покров; *p* — Тосканский параавтохтон (метаморфические породы); *a* — Тосканский автохтон (метаморфические породы).

В результате тосканские породы в Умбрийской области на протяжении нескольких десятков километров замещают первичный чехол миоценового флиша («замещение чехла»). Тектоническая денудация в тыловой части подтверждается наличием обширных зияний в Тосканской области, где аллохтонные Лигурийские пластины ложатся прямо на тосканский субстрат из эвапоритов верхнего триаса, замещая первичный Тосканский чехол. Эти большие зияния «в кильватере» продвинувшихся пластин чехла воспринимаются как доказательство гравитационного происхождения движений.

Несмотря на то что в аквитанскую тектоническую фазу в процессе продвижения Сублигурийской пластины олистостромы на отдельных участках достигали внешней области, самой внешней части Апеннин они достигли только не ранее тортонской тектонической фазы, образовав включения в автохтонных отложениях Падапской впадины и Адриатического моря. Они имеют характер крупных фронтальных оползней, состоящих из весьма хаотического материала, поступавшего из всех лигурийских тектонических элементов и смешанного с содранными отщепами наиболее молодых автохтонных элементов внешней области. Местами они включают обширные пластины слабо деформированных осадочных пород. Олистостромы являются крупномасштабными гравитационными предвестниками фронта аллохтон-



Фиг. 15. Блок-диаграммы поперечного сечения Апеннин, иллюстрирующие схему развития гравитационной тектоники в районе, расположенном примерно в 50 км южнее Флоренции.

а — три седиментационных бассейна; *б* — надвигание Лигурийской пластины на Тосканскую впадину; *в* — гравитационное скольжение по эвапоритам верхнего триаса и образование складок, в результате чего Тосканский чехол и Лигурийские комплексы переместились в Умбрийскую область, а чехол фундамента Тосканского района позади них заместился Лигурийскими комплексами; *г* — деталь диаграммы *в*, показывающая зияние, возникшее в Тосканской области вследствие тектонической денудации (*d*) (вверху—Лигурийский аллохтон).

ных лигурийских масс. Можно ли классифицировать их как олистостромы — вопрос спорный, так как в этом случае становится трудным и произвольным разграничение олистостромов и гравитационных покровов.

Во всяком случае, после продвижения «шаг за шагом» аллохтонные массы появились на внешней паданско-адриатической окраине Северных Апеннин в начале тортона и в течение мессиния (поздний миоцен). Эти движения завершили гравитационные горизонтальные перемещения в Северных Апеннинах.

Последние тектонические пульсации и заключительная фаза растяжения. После тортонского века сжатие происходило только в маркейской части внешней области. Оно проявилось в виде складок, медленно затухающих в сторону Адриатического моря. В то же время в Тоскане преобладала тектоника растяжения, характеризовавшаяся формированием нормальных сбросов с оседанием грабенов, в которых накапливались неоавтохтонные отложения позднего миоцена и плиоцена, а также поднятием горстов, воздымавших плиоценовые отложения на высоту более 80 м над уровнем моря. С растяжениями связана вулканическая деятельность позднего миоцена — четвертичного времени. Западное побережье Северных Апеннин к северу от устья Арно опускалось. Эти поздние движения, имеющие, с одной стороны, признаки явного растяжения и жесткости, а с другой — подчеркнуто сжимающий характер, создали современный рельеф Северных Апеннин и обусловили асимметрию их тирренского и адриатического склонов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.*, Introduction to the geology of the Northern Apennines, Sed. Geol., 4, № 3/4, pp. 207—250, 521—558, 1970.
2. *Baldacci F., Elter P., Giannini E., Giglia G., Lazzarotto A., Nardi R., Tongiorgi M.*, Nuove osservazioni sul problema della falda toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo macigno dell'Appennino settentrionale, Mem. Soc. Geol. Ital., 6, № 6, pp. 213—244, 1967.
3. *Beneo E.*, Les résultats des études pour la recherche petrolifère en Sicile, Proc. [4th World Petrol. Congr., Roma, pp. 1—13, 1955.
4. *Beneo E.*, Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine: Estensione tempospaziale del fenomeno, Boll. Serv. Geol. d'Italia, 78, № 1—2, pp. 291—319, 1956.
5. *Decandia F. A., Elter P.*, Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare), Atti Soc. Toscana Sc. Natur. (Pisa), serie A, 76, № 1, 1969.
6. *Elter G., Elter P., Sturani C., Weidmann M.*, Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s. l, des préalpes romandes et chablaisiennes, Arch. Sci. Genève, 19, № 3, pp. 279—378, 1966.
7. *Elter P., Raggi G.*, Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino Ligure, Boll. Soc. Geol. Ital., 84, № 5, pp. 1—12, 1965.
8. *Elter P., Schwab K.*, Nota illustrativa della carta geologica all'1 : 50 000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli, Boll. Soc. Geol. Ital., 78, № 2, pp. 157—187, 1959.
9. *Flores G.*, Lettera al presidente della società geologica Italiana, Boll. Soc. Geol. Ital., 75, № 3, pp. 221—222, 1956.
10. *Flores G.*, Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily, Proc. 5th World Petrol. Congr., New York, sec. I, pp. 259—275, 1959.
11. *Jacobacci A.*, Frane sottomarine nelle formazioni geologiche: Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell'Appennino e in Sicilia, Boll. Serv. Geol. d'Italia, 86, pp. 65—85, 1965.
12. *Merla G.*, Centro di studio per la geologia dell'Appennino, I sez. Firenze: Attività svolte nel periodo 1951—1963, La Ricerca scientifica, suppl., 3, № 3, ser. 2, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, pp. 107—126, 1964.
13. *Rigo de Righi F.*, Olistostromi neogenici in Sicilia, Boll. Soc. Geol. Ital., 75, № 3, 1965.
14. *Tongiorgi E., Trevisan L.*, Livret-guide de l'excursion AS (Sicile), IV Congrès INQUA, pp. 1—36, 1956.
15. *Trevisan L.*, La paléogéographie du Trias de l'Apennin septentrional et central et ses rapports avec la tectogénèse, Livre a la mém. du Prof. Paul Fallot, Soc. Géol. Fr., 2, pp. 217—225, 1960—1963.
16. *Trevisan L.*, Considérations sur deux coupes à travers l'Apennin septentrional, Bull. Soc. Géol Fr., 4, pp. 675—681, 1962.

КРУПНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПОКРОВЫ В ФРАНКО-ИТАЛЬЯНСКИХ И ФРАНКО-ШВЕЙЦАРСКИХ АЛЬПАХ

Ж. Дебельмас, К. Керкхове [1]

С начала XX в. Альпы рассматривались как одна из классических областей для изучения крупномасштабной тангенциальной тектоники горных цепей. Их структуры перекрытия — один из наиболее часто приводящихся примеров покровов. Однако почти до 1933 г. уделялось мало внимания механизму перемещения этих покровов, которые описывались главным образом с геометрической точки зрения.

Только после второй мировой войны альпийские геологи составили более четкое представление о структуре и механизме, действующем на разных структурных уровнях. На самом глубоком уровне в условиях глубинного сжатия образовались гнейсовые покровы Итальянских и Швейцарских Пеннинских Альп. На самых высоких уровнях находятся «эпидермальные» покровы, двигавшиеся в основном благодаря гравитационному скольжению.

В поле внимания авторов настоящей статьи находятся только эти поверхностные покровы. Однако вызываемые действием силы тяжести явления могут происходить и на более низких уровнях, но в менее прямом и менее полном виде. Предальпийские покровы, покров Пьемонтских блестящих сланцев и покров гельминтоидного флиша системы покровов Амбрён (Эмбрёнэ) представляют собой три накладывающиеся одна на другую группы покровов, при становлении которых доказана или весьма очевидна исключительная, или доминирующая роль силы тяжести.

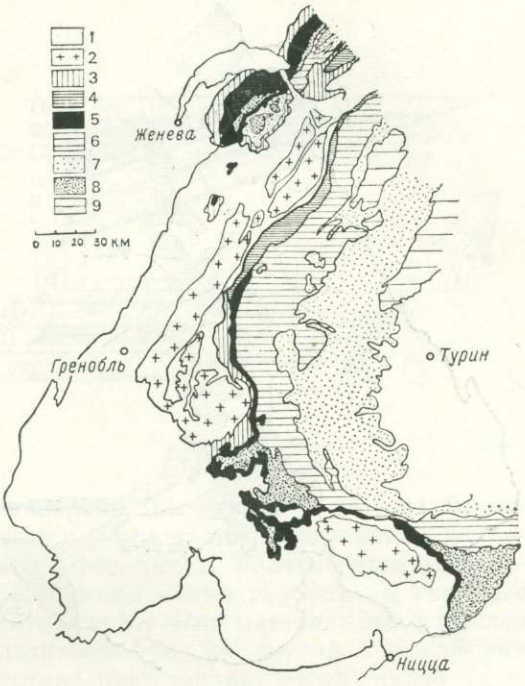
Палеогеографическая и структурная обстановки [2]. Внешняя альпийская зона Дофине, или Гельветская (фиг. 1), палеогеографически представляет собой континентальный шельф, местами опущенный, особенно у его внутреннего края, в Ультрадофинейской, или Ультрагельветской, зоне. С востока она ограничена крупным тектоническим разрывом, протягивающимся во всю длину дуги Западных Альп. За ним располагается внутренняя Альпийская зона, палеогеографическая и структурная эволюция которой была значительно более разнообразной. Ее тектоника также более сложна; здесь встречаются крупные покровы различной динамики, частично имеющие гравитационный генезис. Мы опишем их позже, а вначале суммируем палеогеографические особенности внутренних частей этой зоны.

Пересекая их в восточном направлении, мы прежде всего попадаем в палеогеографически сложную область, которая вначале была кордильерой, а позднее желобом. Несколько палеогеографических элементов этой зоны не протягиваются непрерывно, но следуют друг за другом на всем протяжении хребта. В эту область входят Валлисская зона (приуроченная к северной части Франко-Итальянских Альп) и Суббриансонская зона. Далее к востоку мы попадаем в широкую геоантиклиналь — Брианconскую зону и, наконец, достигаем собственно эвгеосинклинального прогиба — Пьемонтской зоны с ее монотонными мергелистыми и содержащими офиолиты отложениями.

Здесь располагается ядро Альпийской геосинклинали, строение которого заслуживает детального описания, поскольку именно в этом районе родились два из самых больших Альпийских покровов. Снизу вверх пьемонтские отложения состоят из 1) мощных доломитов триаса, 2) юрских — меловых

[1] Геологический факультет, Гренобльский университет, Гренобль, Франция.

[2] Детали см. в работах Трюмпи [12], а также Дебельмаса и Лемуана [3].



Фиг. 1. Структурные элементы Французских Западных Альп.

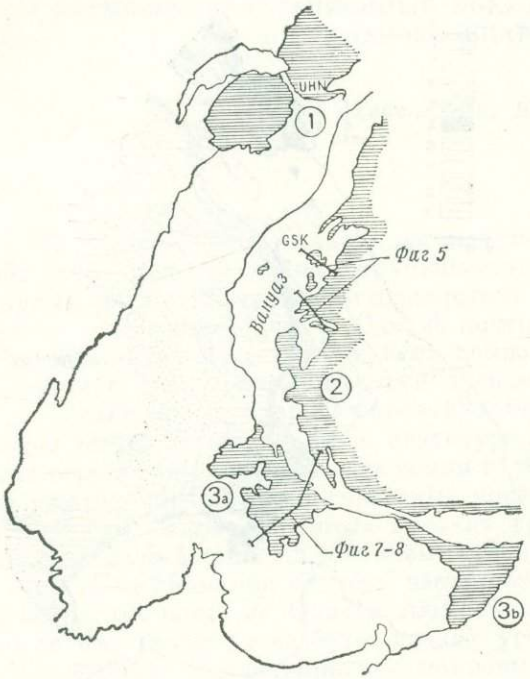
1 — внешняя зона (чехол); *2* — внешние кристаллические массивы; *3* — Ультрадофинейская зона; *4*— Валлисская зона; *5*— Суббриансонская зона; *6* — Брианconская зона; *7* — Пьемонтская зона; *8* — гельминтоидный флиш (блестящие сланцы); *9* — Австро-Альпийская зона (блестящие сланцы).

блестящих сланцев (Schistes Lustrés) с включениями офиолитов, метаморфизованных в конце цикла седиментации и во время последующей альпийской складчатости, и 3) гельминтоидного флиша — неметаморфизованных толщ верхнего мела, которые, возможно, изначально протягивались позади области накопления Пьемонтских блестящих сланцев, перекрывая еще более восточные, но пока мало изученные структурные элементы Австро-Альпийской зоны.

Во время альпийского пароксизма как флиш, так и Пьемонтские сланцы были сорваны со своих оснований и соскользнули под действием силы тяжести к западу, отделяясь в процессе скольжения друг от друга. Таким образом возникли два упомянутых выше больших покрова — покров гельминтоидного флиша и покров Пьемонтских блестящих сланцев.

Покров гельминтоидного флиша был более ранним и включал многочисленные чешуи различного генезиса, увлекавшиеся из зон, над которыми он проходил. В Южных Французских Альпах (район Амбрёна) эти чешуи имели относительно небольшое значение. Гораздо более обширными они были в Предальпах, где появлялись добавочные покровы, создавая нагромождение нескольких элементов. Они отличаются друг от друга происхождением и характером и совершенно отличны от флишевого покрова, хотя в действительности были его низкими «спутниками».

Предальпийские покровы. По обеим сторонам долины Роны близ Женевского озера Предальпы Шабле и Романские Предальпы (Бернские Альпы) (фиг. 2, 3) представляют собой сложное нагромождение покровов чехла, происходящих из области позади массива Монблан. В их основании лежат комплексы, пришедшие из Ультрагельветской зоны, за которыми следуют комплекс, пришедший, возможно, из Валлисской зоны (покров флиша Низен), а за ним в свою очередь комплексы, происходящие из Суббриансонской зоны (покров пластичных Срединных Предальп — nappe of the Préalpes Medianes Plastiques), Брианconской зоны (покров жестких массивов Срединных Предальп — nappe of the Préalpes Medianes Rigides) и, возмож-



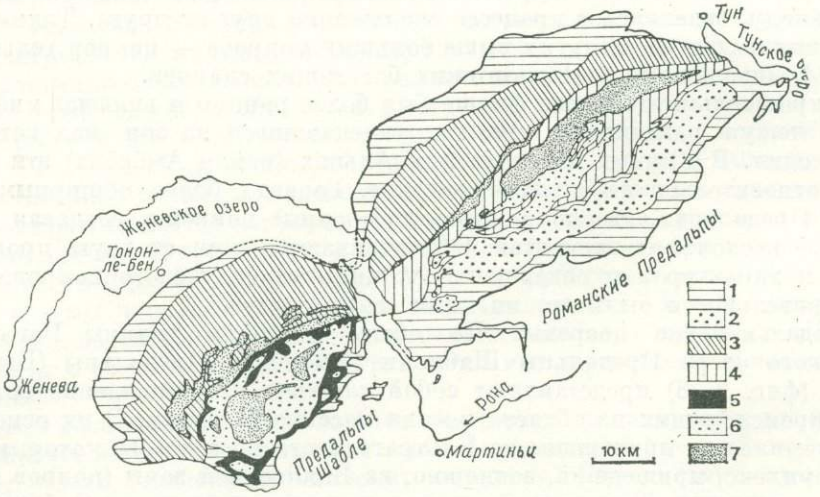
Фиг. 2. Расположение районов исследования.

1 — Предальпы (*UHN* — Ультрагельветские покровы); *2* —покровы Пьемонтских блестящих сланцев (*GSK* — клипп Гран-Сассьер); *3* — покровы гельминтоидного флиша: *3a* — район Амбрён, *3b* — Приморские Франко-Итальянские Альпы.

но, из Пьемонтской зоны или еще более внутренних областей (покровы флиша Ле-Жет, Симме и гельминтоидного).

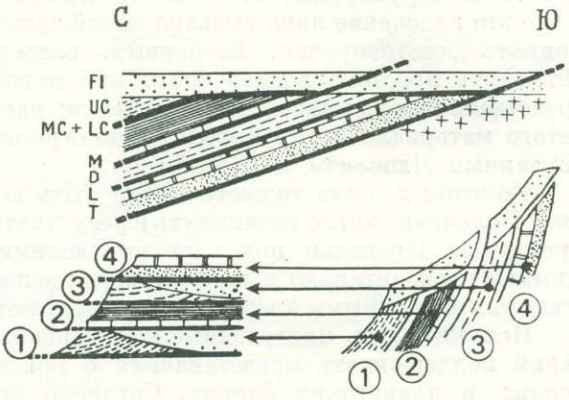
Надвиговая природа Предальп еще в конце XIX в. была доказана Шардтом [11], который уже тогда рассматривал их движение как гравитационное. Его концепция была принята Люжоном и Ганьебином [10].

Эта гипотеза подкрепляется двумя категориями данных по самым низким элементам — Ультрагельветскому покрову и покровам Срединных Предальп: 1) явлением дивертикуляции и 2) явлением волочения.



Фиг. 3. Структурная карта Предальп (структурные элементы показаны снизу вверх).

1 — ультрагельветские элементы; *2* — покров флиша Низен; *3* — покров пластичных Срединных Предальп; *4* — покров жестких массивов Срединных Предальп; *5* — покров флиша с линзами (возможно, Срединных Предальп); *6* — Брекчиевый покров; *7* — покров флиша Симме (и его латеральные эквиваленты).



Фиг. 4. Ультрагельветский разрез и его расчленение на покровы (дивертикуляция).

1 — покров Плен-Морт (верхний мел *UC* и флиш *Fl*); *2* — покров Анзенда (мальм *M* и нижний и средний мел *MC* + *LC*); *3* — покров Арвей (доггер *D* и флиш *Fl*); *4* — покров Бекс — Лаубхорн (триас *T* и лейас *L*).

Дивертикуляция. Этот механизм впервые был описан (и назван) Люжоном [9] для Ультрагельветских покровов в основании Предальпийских покровов, главным образом в Романских Предальпах. Ультрагельветские покровы сложены отложениями, выполнявшими самые глубокие и наиболее внутренние части внешнего Альпийского прогиба. Этот материал был разделен на пластины, последовательно скользившие одна за другой к периферии хребта. Таким образом, каждая пластина представляет собой только часть нормальной последовательности первичного разреза; чем она моложе, тем более низкое положение она занимает в этом нагромождении покровов. Можно выделить следующие покровы (сверху вниз, с упрощениями) [1]:

4. покров Бекс — Лаубхорн (триас и лейас),
3. покров Арвей (доггер и флиш),
2. покров Анзенде (мальм и нижний — средний мел),
1. покров Плен-Морт (верхний мел и флиш).

Самая высокая пластина соскальзывала первой и первой занимала место в конечном пункте, сохраняя нормальную последовательность пластов кровлей вверх. Затем соскальзывала вторая пластина и таким же образом покрывала первую и т. д.

Такую структуру можно объяснить только гравитационным скольжением, тем более что некомпетентные мергельные фации при мощности только несколько сотен метров были бы неспособны передать какой бы то ни было толчок сзади.

Волочение. В соответствии с характером тектоники элементы, покрывающие Ультрагельветские покровы, особенно покровы Срединных Предальп, классически подразделялись на покровы пластичных Срединных Предальп (пришли из Суббриансонской зоны) и покровы жестких массивов Срединных Предальп (пришли из Брианconской зоны). Первые состояли из мергельных толщ мощностью 1,5—2 км, которые легко сминались в складки, так как в их основании залегали гипсоносные отложения триаса. Покровы жестких массивов Срединных Предальп состоят из плит триасовых доломитов и верхнеюрских известняков. По характеру тектоники они обычно считаются значительно более жесткими и хрупкими. Эта концепция была развита Люжоном и Ганьебином [10], которые описали разламывание покровов жестких массивов Срединных Предальп на слабо складчатые или нескладчатые блоки, заключенные в мергельную массу преимущественно ультрагельветского флиша [10, фиг. 3, 5, 6, 8]. Эти авторы пришли к заключению,

[1] Более детально см. в работе [1].

что такие структурные особенности лучше всего объясняются волочением и что это волочение явно вызвано силой тяжести. Однако такой вывод нельзя принять безоговорочно. Во-первых, разделение плиты на блоки можно объяснить простой эрозией более или менее трещиноватого массива непосредственно перед началом деформации; расчленение такого уже трещиноватого материала могло породить дисгармоничные структуры, аналогичные описанным Люжоном и Ганьебином.

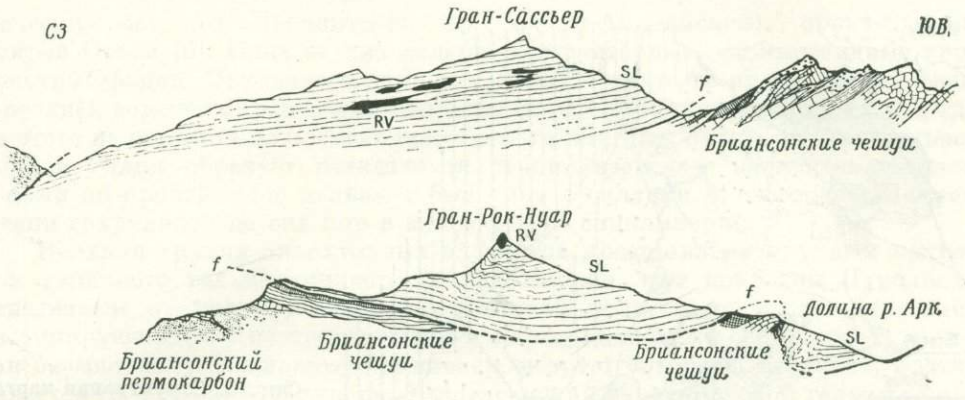
Во-вторых, сила тяжести может быть не единственным агентом волочения. Волочение могло возникнуть в результате растяжения жестких массивов Срединных Предальп под перекрывающими пластинами, вначале двигавшимися горизонтально в направлении внешнего края Альп, а затем полностью уничтоженными эрозией (например, покров Симме).

Исследования, проведенные в Романских Предальпах [8], не дают оснований поддерживать представления о повсеместном образовании разъединенных и плавающих блоков. Согласно полученным данным, во многих местах существуют синклинали и антиклинали, мало отличающиеся от структур пластичных Срединных Предальп. Если бы эти выводы можно было распространить на жесткие массивы Срединных Предальп в целом, то аргументы Люжона и Ганьебина отпали бы совершенно.

Однако при изучении пластичных Срединных Предальп [2] вырисовывается другая сторона этих явлений. Для палеогеографической реконструкции Баду и Меркантон попытались развернуть складки пластичных Срединных Предальп Шабле с тем, чтобы получить начальную ширину впадины по избранному поперечному сечению. При первой попытке был использован курвиметр, однако результаты проверялись и другим методом. Зная среднюю начальную мощность данного стратиграфического подразделения (известняков мальма) по данным наблюдений в других менее складчатых районах и измеряя площадь их сечения в поперечном разрезе, простым делением получали начальную ширину. Результаты были совершенно разными: так, курвиметр установил сокращение на 40%, а метод измерения площади поперечного сечения — на 10—20% [7, фиг. 10]. Тем не менее, мы можем сделать вывод о заметном растяжении в процессе скольжения покрова. В случае глубоко погребенных покровов такое растяжение можно было бы отнести за счет вертикального раздавливания, но здесь мы имеем дело с очень неглубоким уровнем, поскольку эти покровы соскальзывали в солоновато-водные или озерные впадины, в которых накапливалась швейцарская олигоценовая моласса, и не обнаруживают правильного или регионального кливажа. Другими словами, толщи двигались вблизи поверхности, и поэтому вполне возможно, что растяжение происходило одновременно со смятием слоев в складки под тяжестью их собственного веса. Тем не менее остаются некоторые сомнения, поскольку растяжение могло быть вызвано также волочением при движении более высокого элемента, ныне полностью эродированного.

Представляется, что без помощи механизма гравитационного скольжения нельзя объяснить только дивертикуляцию ультрагельветских элементов. Все остальные структурные особенности Срединных Предальп, интерпретированные как результат волочения, допускают гравитационное скольжение, но не доказывают его.

Покров Пьемонтских блестящих сланцев. Как уже упоминалось, часть выполнения эвгеосинклинального прогиба Альп была вытолкнута наружу, возможно, после начала процесса сланцеватости и метаморфизма. Различные соображения позволяют говорить о том, что метаморфизм был завершен после того, как покров занял свое место на субстрате. Таким образом, перекристаллизация и рассланцованность, о которых говорит сам термин «блестящие сланцы» (Schistes Lustrés), не доказывают становления покрова на низком уровне и по «пеннинскому» типу, связанному со сжимающими напряжения-



Фиг. 5. Массивы Гран-Сассьер и Гран-Рок-Нуар.

Клиппы Пьемонтских блестящих сланцев (*SL*) на Бриансонских чешуях (Вануаз). *RV* — офиолиты. Отсутствие складчатости в Пьемонтских сланцах, возможно, объясняется волочением при гравитационном скольжении масс. Обратите внимание также на некоторые мелкие нарушения, связанные с обратным надвиганием.

ми [1]. Напротив, в районе массива Вануаз (фиг. 2), где покров блестящих сланцев развит наиболее широко, обнаружены особенности, указывающие на гравитационное происхождение покрова.

Вначале, в конце эоцена или начале олигоцена, покров перекрыл эродированный участок Бриансонской зоны. Осадочный чехол этой зоны был поднят в конце эоцена, затем был смят в складки, эродирован и глубоко расчленен. Затем на него наполз покров, форма которого приспособилась к остаточному рельефу благодаря наличию мощных масс гипса, которые он нес в основании и которые заполнили депрессии [2]. Но покров вырвал также несколько блоков из Бриансонского чехла, которые теперь включены в толщу гипса в виде крупных тектонически изолированных массивов («блоки-клиппы» французских авторов). Там, где гипсы отсутствовали, как, например, к северу от Валь-д'Изер, сильнее был фрикционный эффект, который привел к выравниванию или срезанию, весьма отличному от пластичного растяжения низких структурных уровней.

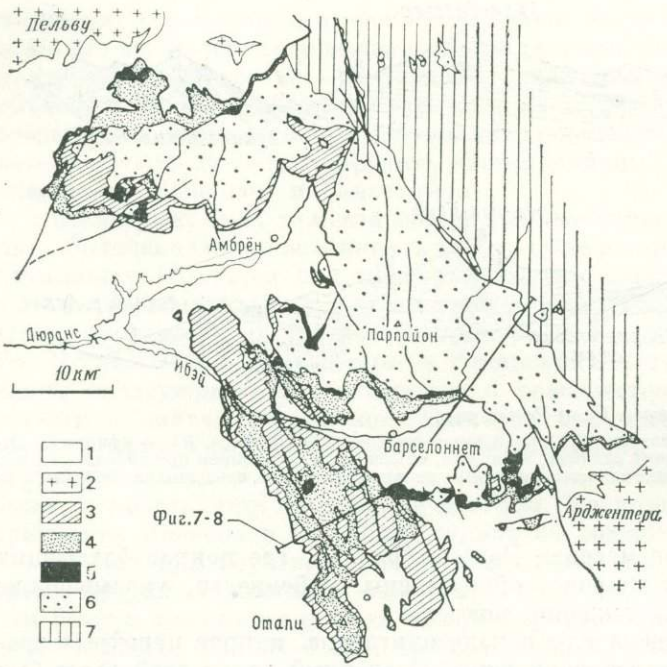
Таким образом, можно сделать первый вывод: покров блестящих сланцев возник на очень высоком уровне и был в сущности эпиглиптическим.

Изучение некоторых крупных масс блестящих сланцев, покрывающих массив Вануаз, таких, как клиппы Гран-Сассьер севернее Валь-д'Изера или массив Гран-Рок-Нуар близ Ланслебурга (фиг. 5), свидетельствует о том, что слои совсем не смяты в складки или только очень пологоскладчаты. Это указывает (хотя не может служить доказательством) на становление с помощью волочения, а не напора сзади. Кроме того, трудно представить какую-то иную силу, кроме силы тяжести, которая могла бы на этом уровне осуществить такой напор.

В конце первой пароксизмальной фазы, т. е. в конце среднего олигоцена, массы блестящих сланцев подверглись «обратному» надвиганию в восточном направлении (rétrocharriage французских авторов). Это движение имеет не

[1] Это, конечно, не означает, что обязательно существует противоречие между характером глубинной пеннинской тектоники и «гравитационной тектоникой» в широком понимании этого термина (по Ван Беммелену). Однако между ними существует лишь косвенная связь, и в данной статье для обозначения деформационного механизма этого типа мы не применяем термин «гравитационная тектоника».

[2] Палеогеографическое происхождение этих гипсов еще не ясно. Возможно, они имеют карнийский или норийский возраст, относятся к внутренней Бриансонской области и были захвачены покровом Пьемонтских блестящих сланцев, когда последний начал пересекать Бриансонскую зону. Обсуждение этого вопроса выходит за пределы темы настоящей статьи.



Фиг. 6. Структурная карта покровов Амбрён.

1 — внешняя зона; *2* — внешние кристаллические массивы; *3* — Суббриансонские чешуи; *4* — покров флиша Отапи; *5* — базальные чешуи покрова Парпайон; *6* — покров флиша Парпайон; *7* — Брианconская зона.

только гравитационное происхождение: вероятно, оно сопровождало поддвигание (sous-charriage) подстилающего пьемонтского основания массива Гран-Парадизо под брианconское основание массива Вануаз — Амбин. На это движение указывают микроскладчатость и зачаточный кливаж разлома. Важно подчеркнуть, что это движение, даже если оно не является простым гравитационным скольжением по склону, представляет реакцию инертной массы, испытывающей действие только силы тяжести, на более глубинный орогенической процесс. Такое объяснение согласуется с тем фактом, что оси складок, связанных с обратным надвиганием, ориентированы довольно беспорядочно [4].

Покровы Амбрён (Эмбрёнэ). В Западных Альпах район Амбрён — Ибэй (фиг. 2) может рассматриваться как настоящий «стенд покровной тектоники». Именно здесь в конце прошлого столетия были описаны первые крупные альпийские покровы. Жинью [5] использовал флиш Амбрён в качестве модели для своей теории «гравитационного течения». Даже если его концепция течения и устарела, нет сомнения в том, что кинематика покровов Амбрён — Ибэй в своих основных чертах определялась гравитационным движением и что такой процесс происходил во всех случаях при окончательном становлении покровов.

Общая структура. Покровы сохранились в широкой полосе между внешними кристаллическими массивами: Пельву на севере и Арджентера на юге (фиг. 6). Кристаллическое основание скрыто здесь под осадочным чехлом триасового — эоценового возраста, мощность которого достигает 7 км, несмотря на отсутствие нижнего и среднего эоцена. Амплитуда надвигания равна примерно 40 км, как показывают окно Барселоннет в долине реки Ибэй и полуокно Амбрён в долине реки Дюранс.

Аллохтонные элементы могут быть разделены на две группы. Нижняя группа сложена многочисленными, располагающимися беспорядочно Суббриансонскими пластинами с сериями разного фациального состава, возраст которых колеблется от верхнего триаса до верхнего эоцена. Эти пластины обволакиваются толщами верхнемелового флиша из внутренних палеогеогра-

фических зон (от Пьемонтской до Австро-Альпийской), образующими покров Отапи [6]. Одна из них содержит характерные гельминтоидные карбонатные фации. Имеющиеся данные показывают, что во время ранней фазы в позднем эоцене покров Отапи надвинулся на Суббриансонский участок, где до этого надвигания не происходило (детали описаны ниже). Следовательно, покров Отапи образует псевдочехол суббриансонских элементов. Вместе с ними он продвинулся дальше и был смят в складки в олигоцене. Покров Отапи сохранился до сих пор в аллохтонном синклинории.

Верхняя группа аллохтонных элементов представлена крупным покровом типичного гельминтоидного флиша Амбрён, или покровом Парпайон, отделенным от родоначальной Пьемонтской области по толще мергелей, ассоциирующихся с пестроцветными и марганцовистыми сланцами, т. е. по так называемому базальному комплексу, возраст которого, вероятно, протягивается от сеномана до турона. Вышележащий верхнемеловой гельминтоидный флиш местами постепенно переходит в песчаную фацию — песчаники Амбрён.

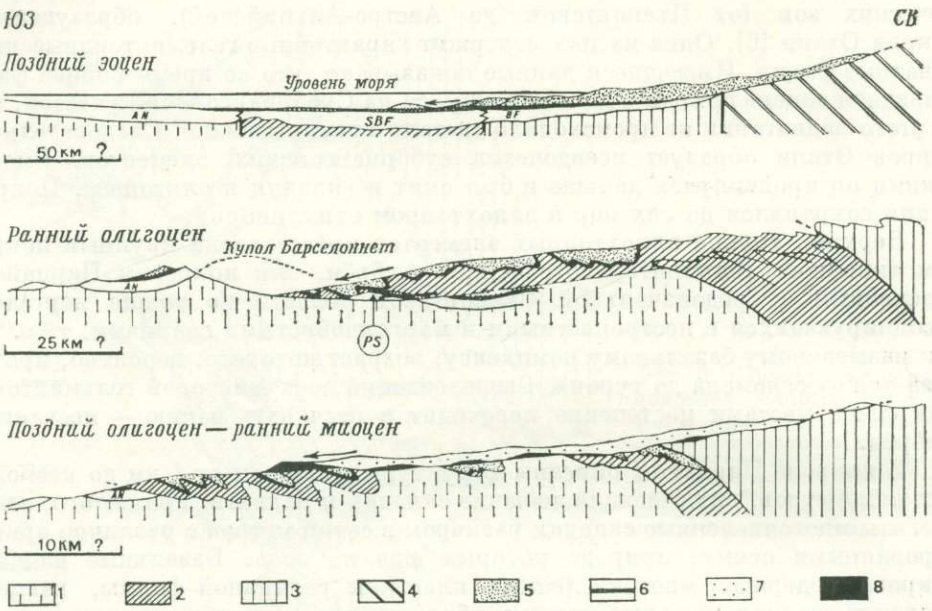
В покрове Парпайон описаны структуры размером от 1 км до нескольких километров, включающие лежачие складки и надвиги; кроме того, здесь развиты многочисленные складки размером в сотни метров с различно ориентированными осями, природа которых еще не ясна. Базальные надвиги покрова содержат многочисленные пластины различной формы, размера и происхождения, которые местами образуют небольшие горы, как, например, к югу от Барселоннет.

Становление покрова Парпайон и его базальных пластин, возможно, произошло в раннем миоцене после фазы складчатости, охватившей автохтонные формации и покрывающие их суббриансонские элементы с покровом Отапи в виде псевдочехла.

Таким образом, структура района Амбрён — Ибэй возникла в результате как сложного сочетания чешуй, так и наложения трех покровов, включающих (в порядке их становления) покровы Отапи, Суббриансонский и Парпайон (описание покровов см. ниже).

Покров Отапи. Верхнемеловой — эоценовый флиш этого покрова конформно залегает на темном глинистом верхнеэоценовом флише (Flysch Noir) подстилающего Суббриансонского комплекса. По этой причине флиш Отапи долгое время путали с Суббриансонским флишем. Однако местами на контакте четко выделяется «хаотический» горизонт глинистых сланцев с блоками песчаников и известняков диаметром в десятки сантиметров. Эти schistes à blocs имеют мощность до 100 м. В их цементе обнаружена переотложенная позднеэоценовая микрофауна, но сами блоки захвачены из карбонатного флиша верхнемелового — палеоценового возраста — несомненно из гельминтоидного флиша покрова Отапи или его латеральных эквивалентов. Таким образом, schistes à blocs, вероятно, сформировались как «олистостром», т. е. слой, переотложенный подводными лавинами или обвалами. Последние возникали во фронтальной части покрова Отапи и соскальзывали во впадину, где отлагались нуммулитовые глинистые толщи. Они толкали перед собой нагромождения блоков, которые постепенно покрывали олистостромы, сформировавшиеся ранее (фиг. 7).

Покров Отапи достиг внешней зоны, где осадконакопление завершилось также в верхнем эоцене. В области, где субстратом покрова Отапи являются Суббриансонские комплексы, толща schistes à blocs имеет, по-видимому, такой же возраст, как и во внешней зоне, где этот субстрат автохтонный. Так как расстояние между этими районами составляет около 100 км, скольжение должно было происходить быстро, почти мгновенно в геологическом масштабе времени. Это явление требует наличия поверхности, наклоненной к центру остаточного морского бассейна, который, возможно, также мигрировал в этом направлении.



Фиг. 7. Схема механизма становления покрова в районе Амбрён — Ибэй.

1 — автохтонная область = внешняя Альпийская зона; *2* — Суббриансонский покров и чешуи; *3* — Брианconская область и покровы; *4* — Пьемонт и более отдаленные области; *5* — покров Отапи; *6* — олистостром; *7* — покров Парпайон; *8* — базальные чешуи покрова Парпайон; *AN* — автохтонный нуммулитовый чехол; *SBF* — Суббриансонский флиш; *BF* — Брианconский флиш; *PS* — параавтохтонная чешуя (морфотектоническая).

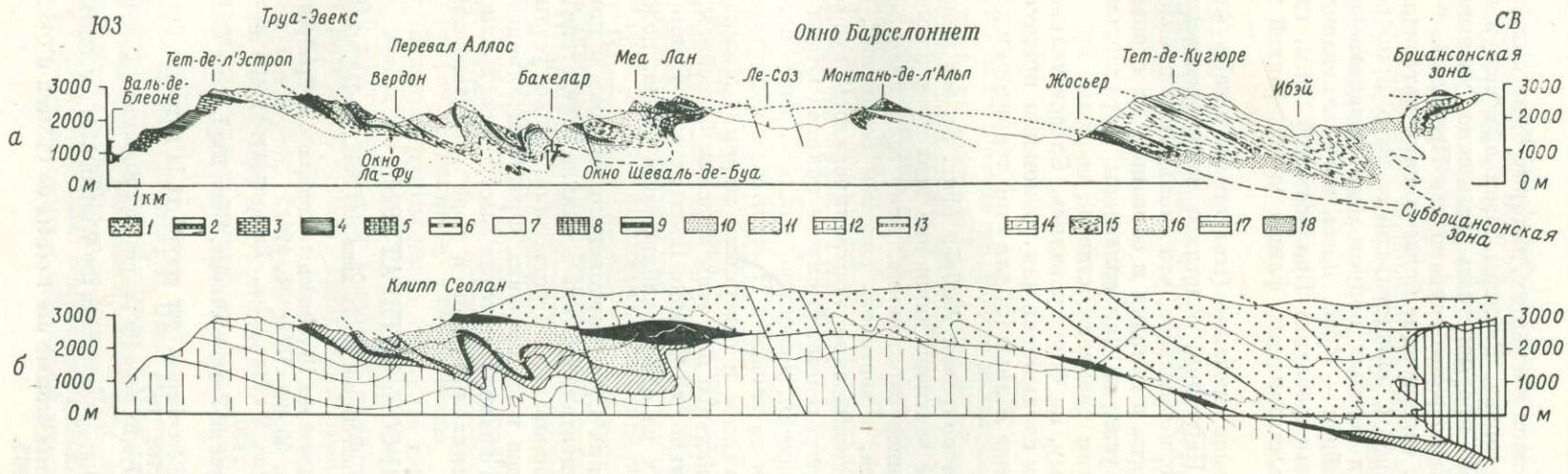
Учитывая эти особенности, а также малую толщину покрова Отапи по сравнению с его шириной (приблизительно 500 м и 100 км соответственно), мы можем сделать только один вывод, а именно что покров имеет гравитационное происхождение.

Суббриансонские покровы. Эти покровы весьма различны по своей стратиграфии и сейчас расчленены на многочисленные чешуи всех размеров. Суббриансонский флиш отлагался после ранней фазы складчатости в начале эоцена; за ним появился подводный покров Отапи (фиг. 7). Затем во внешнюю зону, во впадину Амбрён переместился суббриансонский материал, сорванный в процессе надвигания. Эта часть внешней зоны была ранее глубоко эродирована вплоть до толщ доггера (средняя юра); вокруг нее были распространены автохтонные верхнемеловые и нуммулитовые отложения. Следовательно, область характеризовалась обращенным рельефом, поскольку впоследствии это расчлененное поднятие превратилось в депрессию, в которую перемещались покровы.

Как и в случае покрова блестящих сланцев, такие соотношения служат прекрасным примером эпиглиптического надвигания с его морфотектоническими явлениями (например, образованием параавтохтонных чешуй из останцов), смазывающим базальным горизонтом (триасовые гипсы) и перемещением в морфологическую впадину, созданную в олигоцене между древними массивами Пельву и Арджентера. Кливаж в этих суббриансонских элементах был вызван последующей деформацией, которая затронула также породы автохтона и поверхность надвига.

Все эти факты говорят о гравитационном становлении описываемых покровов, по крайней мере в области Амбрён — Ибэй.

Покров Парпайон обладает характерными чертами как покрова Отапи, так и Суббриансонских покровов (фиг. 7). Этот очень широкий, но относительно тонкий тектонический элемент (приблизительно 1000 м) лежит несо-



Фиг. 8.

а — современный разрез Амбрён — Ибэй, включающий окно Барселоннет. Автохтонное основание (*1* — *8*): *1* — песчаники Анно (верхний эоцен); *2* — сланцеватые глины и известняки среднего — верхнего эоцена; *3* — верхнемеловые известняки; *4* — сланцеватые глины среднего мела; *5* — известняки и сланцеватые глины нижнего мела; *6* — титонские известняки; *7* — «черная земля» (верхнеюрские сланцеватые глины); *8* — известняки средней юры. *9* — олистостромы. Суббриансонские и Брианconские покровы, базальные чешуи покрова Парпайон (*10*—*14*): *10* — верхнезоценовый флиш и аналогичные формации; *11* — верхнемеловые планктонные известняки; *12* — верхнеюрские рифовые известняки (Сеолан, Суббриансонская область); *13* — верхнетриасовые и нижнеюрские базальные формации (суббриансонские элементы); *14* — среднетриасовые брианconские известняки. Покровы гельминтоидного флиша (*15*—*18*): *15* — гельминтоидный флиш (покровы Отани и Парпайон); *16* — «распавшийся» флиш (Dissociated flysch) покрова Отани; *17* — песчаники Амбрён покрова Парпайон; *18* — глинисто-сланцевая базальная толща покрова Парпайон.

б — тот же разрез до четвертичного размыва, но более схематичный; условные обозначения те же, что и на фиг. 8, *а* (современный рельеф показан сплошной линией, как и на разрезе *а*).

гласно на всех предшествующих элементах, которые были смяты в складки и эродированы в конце олигоцена. Размеры базальных чешуй колеблются от сотен до тысяч метров. Их прерывистость, возможно, указывает на движение волочения, как это было ранее описано для Предальп.

Кроме того, эти чешуи, содержащие брианconский материал, представляют собой сорванные останцы, свидетельствующие о приповерхностном гравитационном скольжении верхних покровов из Брианconской зоны по направлению к впадине Амбрён — Ибэй. Здесь мы сталкиваемся с ярким примером тектонического «выскребания» Брианconской зоны, где остались только редкие клиппы гельминтоидного флиша (с его фацией песчаников Амбрён).

В то же время базальное срезание (troncatures basales французских авторов) складок покрова Парпайон, отчетливо наблюдающееся по обоим бортам долины реки Дюранс, показывает, что скольжение произошло после того, как породы были смяты в складки и сорваны с их основания. При скольжении складки были усилены или сплющены, параллельно горизонтальным осевым поверхностям развился кливаж, но новые крупные складки в это время, по-видимому, не формировались. Следовательно, хотя мы и говорим о гравитационном скольжении как возможном процессе, концепция «гравитационного течения» Жинью [5] для этой территории должна быть отвергнута.

Суммируя все данные о покровах Амбрён (фиг. 8), мы можем сделать вывод, что по крайней мере частично движение всех трех элементов представляло собой гравитационное скольжение, даже если вначале оно было вызвано другими причинами, в частности сжатием основания.

Само гравитационное скольжение контролировалось существованием депрессий внутри области тектогенеза. В случае покрова Отапи такой депрессией являлся морской бассейн, возможно, узкий морской пролив между Субальпийским континентом на западе и Пьемонтским поднятием на востоке, связанный с южным Тетисом и северными морями. Можно надеяться найти такие же подводные надвиги под этим морским бассейном, как и под покровом Отапи. Действительно, во Франко-Итальянских Приморских Альпах на юге и в Предальпах на севере наблюдается флиш, подобный комплексу Отапи.

В случае эпиглиптических Суббрианconского покрова и покрова Парпайон депрессия была континентальной; она возникла вследствие локального прогибания автохтонного основания. Прогибание также устанавливается в районе массива Арджентера в Приморских Франко-Итальянских Альпах и в Гельветской молассовой впадине, которая быстро прогибалась во время формирования Предальпийских покровов в ходе гравитационного скольжения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Badoux H.*, Les unités ultrahelvétiques de la zone des cols., Eclog. Geol. Helv., 56, p. 113, 1963.
2. *Badoux H., Mercanton Ch.*, Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais, Eclog. Geol. Helv., 55, pp. 135—188, 1962.
3. *Debelmas J., Lemoine M.*, The Western Alps, Paleogeography and structure, Earth Sci. Rev., 6, pp. 221—256, 1970.
4. *Ellenberger F.*, Etude géologique du Pays de Vanoise, Mém. Expl. Carte Géol. Fr., 561 p., 1958.
5. *Gignoux M.*, La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes, Bull. Soc. Géol. Fr., 18, pp. 739—761, 1948.
6. *Kerckhove Cl.*, La «zone du Flysch» dans les nappes de l'Embrunais Ubaye, Géol. Alpine (Grenoble), 45, pp. 5—204, 1969.
7. *Lemoine M.*, About gravity gliding tectonics in the Western Alps (см. статью на стр. 207 настоящего сборника).
8. *Lonfat F.*, Géologie de la partie centrale des Rochers de Château d'Oex, Matér. Carte Géol. Suisse, n. s., 120 p., 1965.

9. *Lugeon M.*, Une nouvelle hypothèse tectonique: la diverticulation, Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **62**, № 260, pp. 301—303, 1943.
10. *Lugeon M., Gagnebin E.*, Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes Romandes, Mém. Soc. Vaud. Sc. Nat., **47**, pp. 1—90, 1941.
11. *Schardt H.*, Sur l'origine des Préalpes Romandes; Eclog. Geol. Helv., **4**, pp. 129—142, 1893.
12. *Trümpy R.*, Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps, Geol. Soc. Am. Bull., **71**, pp. 843—908, 1960 [см. русский перевод в кн. «Тектоника Альпийской области», «Мир», М., 1965].

О ТЕКТОНИКЕ ГРАВИТАЦИОННОГО СКОЛЬЖЕНИЯ В ЗАПАДНЫХ АЛЬПАХ [1]

М. Лемуан [2]

Западные Альпы, вероятно, можно назвать «родиной» теории альпийской гравитационной тектоники (о Предальпийских покровах см. [26]). Эта теория, которая отводит силе тяжести доминирующую или исключительную роль в механизме образования складок и надвигов, является генетической; она может быть принята или отклонена, но в любом случае требует обсуждения. В настоящей статье рассматривается несколько характерных примеров из Альп (см. также [6]), которые позволяют показать, почему эта теория должна быть принята и как она увязывается с данными геологии и механики. Поскольку основные примеры из Западных Альп относятся к сорванным элементам чехла, мы ограничимся лишь той частью теории, которую Ван Беммелен [30] назвал «эпидермальной» гравитационной тектоникой.

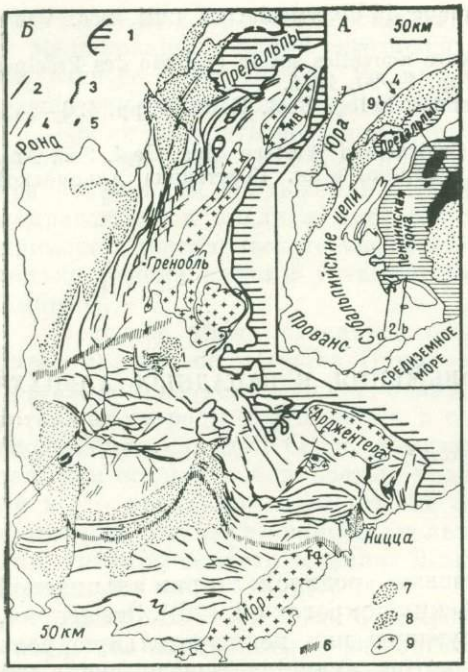
Структура Западных Альп здесь не описывается (см. [7, 29]). Напомним только, что следует различать три главные палеогеографические и структурные области (фиг. 1, *А*): 1) внешнюю, или Гельветскую (и Ультрагельветскую), область; 2) Пеннинскую область, разделяющуюся на Валлисскую эвгеосинклиналь (внешнюю), Суббриансонскую зону, Брианconскую зону (кордильера) и Пьемонтскую эвгеосинклиналь (внутреннюю); 3) Австро-Альпийскую и Южно-Альпийскую области.

Почти во всех этих подразделениях разрез может быть разделен на 1) основание (дотриасовые, в основном кристаллические породы) и 2) осадочный чехол (мезозойские и кайнозойские, главным образом морские отложения). Эти две группы могут обладать весьма различным характером тектоники [3]; кроме того, они почти всегда разделены поверхностью срыва (décollement) или горизонтом «смазки», представленным эвапоритами или глинистыми породами триаса. Благодаря этому возникают *складки чехла* (как складки Субальпийских цепей во внешней области) и *покровы чехла* (как покровы Предальп). Складки и покровы чехла могут также формироваться внутри чехла при дисгармоничном срыве или скалывании по пластичным глинистым или серпентинитовым слоям.

[1] Я благодарен проф. Шолтену из Пенсильванского государственного университета и д-ру де Грацианси из Парижской «Эколь де Мин» за поправки, критическое прочтение рукописи и особенно за полезные предложения.

[2] «Эколь Насьональ Сюпериор де Мин де Пари», Париж, Франция.

[3] По крайней мере на верхних тектонических этажах цепи. В более глубоких частях ситуация несколько отлична: здесь с деформацией ассоциируются метаморфизм и мигматизация.



Фиг. 1.

А. Схематизированная структурная карта Западных Альп, на которой показана внешняя зона (Субальпийские цепи см. на фиг. 1, *Б*), Пеннинские покровы и Австро-Альпийские покровы (показаны черным; покров Дан-Бланш и зона корней). Точки — главные молассовые впадины. Положение разрезов фиг. 2, 4, 9 обозначено линиями и цифрами. *Б*. Структурная схема Субальпийских цепей. *1* — Пеннинские покровы; *2* — оси крупных антиклиналей; *3* — надвиги; *4* — сбросы, сдвиги; *5* — диапировые структуры (эвапориты верхнего триаса); *6* — примерная граница между а) Северными Субальпийскими цепями (на севере), б) Южными Субальпийскими цепями (в центре) и в) цепями Прованса (на юге); *7* — олигоцен-миоцен-плиоценовая моласса; *8* — несогласный верхний мел Деволюй; *9* — внешние кристаллические массивы (дотриасовый фундамент) (*МВ* — Монблан, *Та* — Таннерон).

Пример 1. Субальпийские цепи. Субальпийские цепи во внешней части Французских Альп представляют собой низкие горы, сложенные смятыми в складки осадочными толщами мезозоя и кайнозоя. Их дотриасовый фундамент залегает на глубинах от 1000 до 4000 м, но к востоку он поднимается и выходит на поверхность в так называемых кристаллических массивах (Монблан, Белдонн, Пельву, Арджентера), высота которых достигает 2000—5000 м. Один или два триасовых эвапоритово-глинистых горизонта благоприятствуют общему срыву чехла, который сминается в складки и местами надвигается независимо от фундамента.

По возрасту складчатости можно различить две главные области (фиг. 1, *Б*): Северные и Южные Субальпийские цепи. Северные Субальпийские цепи продолжаются к северу в складки Юры на их внешней стороне и в Гельветские покровы на их внутренней стороне; для них характерна единая система почти меридиональных неогеновых складок. Южным Субальпийским цепям свойственно пересечение двух систем складок: а) первую группу составляют почти широтные позднемеловые — среднеэоценовые складки («пиренейско-провансские» складки) [1], которые были повторно смяты в течение олигоцен-неогенового этапа альпийской складчатости; б) вторая группа «альпийских» складок и надвигов с простираниями от меридионального до северо-западного — юго-восточного интерферирует с первой группой. Последние имеют в основном неогеновый возраст аналогично деформациям Северных Субальпийских цепей, которые они в большей или меньшей степени продолжают.

В настоящей статье мы не имеем возможности описать весь регион. Будут рассмотрены только два профиля через Южные Субальпийские цепи до Приморских Альп, между массивом Арджентера на севере и Провансом на юге.

---

[1] Эти складки также возникают далее к югу, в цепях Прованса (фиг. 1, *Б*), но этот регион не относится к собственно Альпийской области, поскольку в нем не проявилась последующая складчатость.

Фиг. 2. Два разреза через Южные Субальпийские цепи в Приморских Альпах (по Борде, Фалло и Гогелю) (местоположение разрезов см. на фиг. 1, *А*).

1 — фундамент (в основном докаменноугольные кристаллические породы в массивах Таннерон и Арджентера, пермские осадочные породы в куполе Барро); *2* — триас (эвапоритсодержащий верхний триас показан черным); *3* — юрские известняки и мергели; *4* — верхнеюрские (киммеридж — портланд) известняки; *5* — мел; *6* — третичные породы. Эти разрезы показывают общий срыв послетриасового чехла, особенно разрез *б*, который иллюстрирует полную тектоническую независимость пермско-верфенского основания (купол Барро), известняков среднего триаса (лежачие складки между двумя эвапоритовыми горизонтами) и послетриасового чехла.

Эти профили (фиг. 2) пересекают почти широтные складки и надвиги, большая часть которых, как известно, не древнее неогена (постолигоценовые и постмиоценовые в случае некоторых надвигов); тем не менее они принадлежат к широтной системе ранних провансских складок. Как показывает несогласное залегание эоценовых отложений на уже эродированных широтных складках, по крайней мере некоторые из них зародились во время провансской складчатости (фиг. 2, *б*).

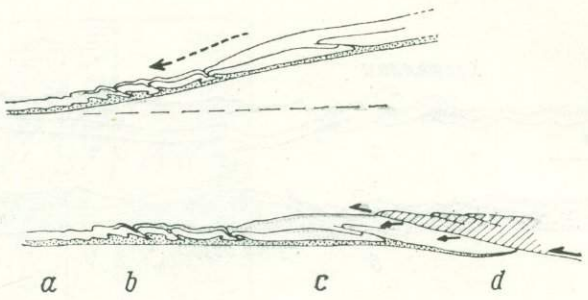
Фундамент складчатого чехла появляется здесь в массиве Арджентера на севере, в пермском куполе Барро в средней части и в провансском массиве Мор — Эстерель — Таннерон на юге (фиг. 2, *б*). Этот фундамент, по-видимому, слабо деформирован; на разрезе фиг. 2, *б* средняя высота поднятия возрастает от нескольких сотен метров на юге до 3000 — 4000 м на севере, но на разрезе фиг. 2, *а* она увеличивается только на несколько сотен метров.

Срыв послетриасового чехла, сопровождаемый скалыванием или «срезанием» в основании надвигов, непосредственно наблюдается в поле, особенно вокруг купола Барро (фиг. 2, *б*), а также может быть установлен из анализа формы складок, исключающей участие дотриасовых формаций в строении ядер антиклиналей и оснований надвигов.

Почти повсеместная южная вергентность складок и надвигов — признак, указывающий на направление движения скользящего чехла. К такому же выводу позволяет прийти изучение дисгармоничного, так называемого «внутрикожного» надвига Ройя [9], захватывающего породы верхней юры и нижнего мела, но перекрывающегося почти горизонтально лежащими верхнемеловыми и третичными отложениями (фиг. 2, *б*).

На основании этих наблюдений некоторые авторы [9] делают вывод о возможности гравитационного скольжения чехла по наклонному фундаменту. Другие [13] считают, что может быть предложено альтернативное объяснение — главным образом напор в тыл чехла (фиг. 3), осуществлявшийся либо кристаллическим массивом Арджентера, либо Пеннинскими покровами, которые выходят на поверхность севернее и, возможно, до эрозии протягивались и несколько южнее.

Один из аргументов, выдвинутых в защиту теории силы тяжести, базируется на том, что складчатость более интенсивна и складки более сжаты на юге, тогда как в северных районах наблюдается только легкая широкая волнистость. Это вид «фронтального торможения» (amortissement frontal, [8]), или «трамбования» (refoulement, [10]), которое на первый взгляд может соответствовать случаю свободного скольжения чехла, блокированного спереди таким образом, что он испытывает только фронтальное сокращение.



Фиг. 3. Схемы возможного формирования складчатости чехла в Южных Субальпийских цепях (Приморские Альпы; см. фиг. 2).

Вверху: свободное гравитационное скольжение. Внизу: тыловой нажим Пеннинских покровов (третьей возможностью могло бы быть сокращение фундамента под складчатым чехлом).
a — Южно-Прованский форланд; *b* — фронтальные складки (с «фронтальным затуханием»); *c* — тыловая часть со значительно более мощными толщами, почти нескладчатыми; *d* — участки, покрытые сейчас Пеннинскими покровами. Крапом показан триас в основании складчатого чехла. Пеннинские покровы заштрихованы.

При этом мы избавлены от необходимости привлекать механизм передачи сжатия, приложенного к тыловой части движущейся пластины чехла без возникновения там складчатости. Но можно также согласиться с Гогелем [13], который указывает, что сильно складчатый чехол на юге имеет мощность только около 2 км, тогда как мощность слабо складчатого чехла на севере почти в два раза больше; для того чтобы смять этот чехол в складки, была необходима значительно большая энергия, чем для его простого скольжения по базальному некомпетентному, содержащему эвапориты триасу. В этом случае приложенное с тыла сжимающее усилие могло быть передано чехлом и в добавление к общему скольжению вызвать только фронтальную складчатость.

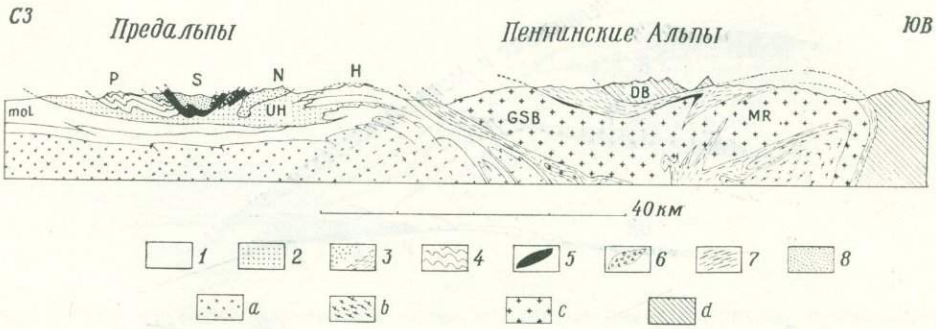
Следует, наконец, отметить, что существует также проблема склона (см. ниже). Чем больше требуемый для скольжения угол, тем выше должна быть вершина склона. В случае угла склона, равного даже 3°, вершина должна достигать высоты 4—5 км, что равно современной высоте массива Арджентера. Складчатость, однако, началась очень рано (поздний мел — средний эоцен, провансская складчатость), тогда как поднятие массива Арджентера, вероятно, произошло только в олигоцен-миоцен-плиоценовое время. Кроме того, складки имеются и в тех сечениях, которые не попадают на кристаллические массивы (фиг. 1, *Б* и 2, *a*).

В заключение можно сказать, что эти субальпийские складки частично, возможно, имели гравитационную природу, особенно на конечной стадии формирования; однако нет необходимости (не говоря уже о доказательствах) объяснять их формирование исключительно гравитационным скольжением.

Пример 2. Предальпы. Предальпы, о гравитационной тектонике которых писал Шардт еще в 1898 г., являются крупными тектоническими останцами, располагающимися на образованиях Гельветской и молассовой зон (фиг. 1, 4). Они образуют два крупных горных района — Шабле во Франции и Романские Предальпы в Швейцарии, где могут быть выделены три основные группы покровов чехла (фиг. 8, 9):

1. Базальная группа, Ультрагельветские покровы.

2. Средняя, или главная, группа пеннинского генезиса, включающая: а) покров пластичных Срединных Предальп, или просто Пластичный покров, представленный толщей известняков и мергелей мощностью 1,5—2 км, происходящей из Суббриансонской зоны и охваченной складчатостью концентрического типа; б) покров жестких массивов Срединных Предальп, или покров Жестких массивов, оторванный от Брианconской (среднепеннинской) «платформы» и состоящий из жестких (нескладчатых) известняковых и доломито-



Фиг. 4. Схематический разрез через Пеннинские Альпы и Романские Предальпы (Западные Альпы) по Берту, Ганьебину, Ломбарду, Люжону, Терсье и др.

Элементы чехла: *1* — автохтонные и гельветские (Гельветские покровы *H* и молассы *mol*); *2* — ультрагельветские *UH*; *3* — валлисские (покров Низен в Предальпах, покров Валлисско-Симплонских блестящих сланцев под покровом основания *GSB*); *4* — субbriансонские (Пластичный покров *P*); *5* — briансонские (покров Жестких массивов и останцы чехла на покрове основания *GSB*); *6* — Брекчиевый покров; *7* — Пьемонтские блестящие сланцы: надвиг на покров *GSB*; они тектонически замещены прежним Субbriансонско-Briансонским чехлом, который сейчас располагается в Предальпах («замещение чехла», по Элленберже); *8* — покров Симме *S*. Элементы фундамента: *a* — автохтон и внешние кристаллические массивы; *b* — Нижние Пеннинские (покровы Симплон — Тичино (Тессин)); *c* — Верхние Пеннинские)покров Гран-Сен-Бернар (Большой Сен-Бернар) *GSB*, покров Монте-Роза *MR*); *d* — Австро-Альпийские (покров Дан-Бланш *DB*).

вых плит толщиной 1—1,5 км; в) Брекчиевый покров, происходящий из области, пограничной между Briансонской и Пьемонтской зонами, и представленный умеренно складчатой известняково-сланцевой толщей мощностью 1—1,5 км с многочисленными прослоями известняковых брекчий.

3. Верхняя группа (покров Симме sensu lato), покоящаяся на покровах Пластичном, Жестких массивов и Брекчиевом и сложенная в основном верхнемеловым флишем и содержащими офиолиты сланцами; в целом группа имеет сложный, частично пеннинский (Пьемонт), частично южно-альпийский генезис.

Покров Низен, происходящий из Валлисской зоны и развитый только в Романских Предальпах, является специфичным образованием, и мы не будем здесь его касаться.

Рассматривая надвигание только трех упомянутых выше главных групп и Гельветских покровов, можно установить несколько последовательных стадий. Слегка упрощая, мы можем различить (фиг. 5):

1. Надвигание покрова Симме на еще не испытавшую деформации область будущих покровов Пластичного, Жестких массивов и Брекчиевого (средний — поздний эоцен).

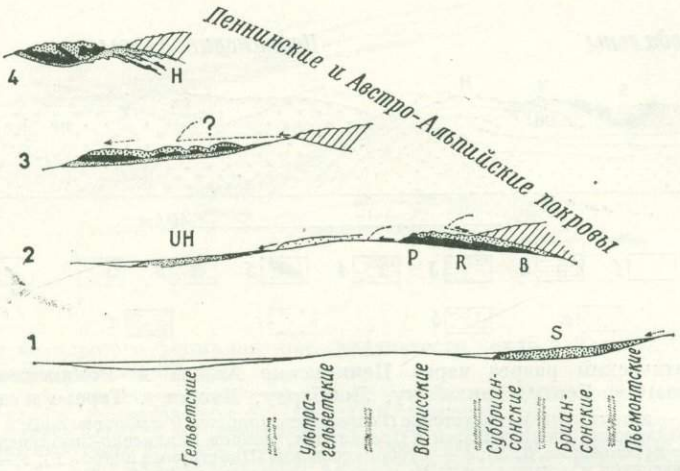
2. Надвигание Ультрагельветских покровов на Гельветскую область до возникновения надвигов в этой области (поздний эоцен — ранний олигоцен).

3. Основное надвигание покровов Пластичного, Жестких массивов и Брекчиевого, несущих на себе ранее надвинутый покров Симме и волочащих под собой ультрагельветский материал, который они захватили во время перемещения. Вся масса в целом перевалила через еще не вовлеченную в складкообразование Гельветскую область и достигла внешней границы цепи (олигоцен).

4. Складкообразование и надвигание Гельветских покровов вместе с испытавшими ранее дивертикуляцию Ультрагельветскими покровами (миоцен).

Ранние подводные надвигания 1 и 2 происходили во флишевых бассейнах и прерывали накопление флиша. По крайней мере частично они соответствовали так называемому механизму дивертикуляции (см. ниже).

Дивертикуляция. Этот термин был впервые применен Люжоном [20] по отношению к Ультрагельветским покровам, в настоящее время смятым

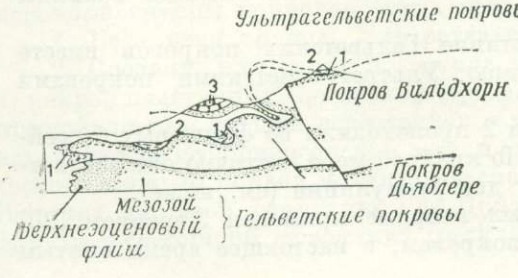


Фиг. 5. Схематические разрезы, показывающие возможную кинематику надвигания Предальпийских и Гельветских покровов.

Эти теоретические разрезы сильно упрощены для того, чтобы показать основные аспекты кинематического развития. Современная стадия (следующая за верхней) соответствует фиг. 4. *1* — верхний эоцен: надвигание покрова Симме *S* на Субриансонскую, Брианconскую и внешнюю Пьемонтскую области (в основном в подводных условиях во флишевых бассейнах), возможно, путем гравитационного скольжения. *2* — начало олигоцена: дивертикуляция Ультрагельветских покровов *UH* в Гельветской области (в основном подводная, во флишевых бассейнах) путем гравитационного скольжения (но, возможно, индуцированного толчком с тыла). Начало срыва Пластичного *P*, Жестких массивов *R* и Брекчиевого *B* покровов, несущих на себе покров Симме. Весьма возможно, что этот срыв был индуцирован более внутренними покровами Пьемонтских блестящих сланцев и Австро-Альпийским покровом Дан-Бланш (см. фиг. 4). Начинается, видимо, «замещение чехла» (Пьемонтские блестящие сланцы занимают место отчлененных Субриансонского и Брианconского чехлов; см. фиг. 4). В это время в породах некоторых Предальпийских покровов (в основном Симме и Брекчиевого) мог образоваться кливаж. *3* — олигоцен: Предальпийские покровы проходят через Гельветскую область. Их становление, по крайней мере частично, могло осуществляться с помощью гравитационного скольжения, особенно в самом конце. *4* — миоцен: складкообразование и надвигание Гельветских покровов *H* вместе с ранее дивертикулировавшими Ультрагельветскими покровами и, возможно, под некоторой нагрузкой, в результате которой возникает кливаж. Надвигание покрова Низен происходило примерно в это же время, но оно не показано на этой упрощенной схеме. Длина разреза *1* около 200—300 км.

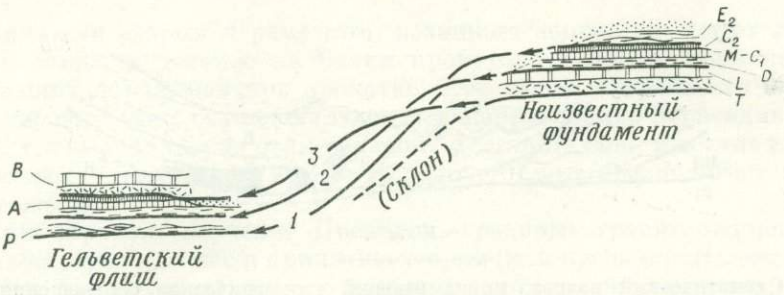
в складки вместе с Гельветскими покровами (фиг. 6). Схематически (детали см. в работе [1]) мы можем различить три основных Ультрагельветских покрова. Каждый сложен частью нормального стратиграфического разреза с нормальной последовательностью, но самая нижняя чешуя слагается самыми молодыми слоями разреза, а самая верхняя — наиболее древними. Каждый из этих частных покровов имеет мощность только несколько сотен метров и состоит главным образом из известняков и мергелей, которые легко сминаются в складки. Однако они испытали складчатость только в миоцене после перемещения и вместе с подстилающими их Гельветскими комплексами (фиг. 6). Следовательно, если учесть их пластичность и мощность, едва ли их первичное надвигание без складчатости было вызвано напором с тыла. Люжон [20] высказал предположение, что три пластины (diverticules) последовательно срывались по некомпетентным мергелистым или эвапоритовым горизонтам и скользили на дно Гельветского флишевого бассейна (фиг. 7).

Аналогичный механизм можно предложить для различных частей покрова Симме sensu lato, который, почти не будучи смятым в складки, ложится



Фиг. 6. Упрощенный разрез Ультрагельветских покровов, покоящихся сейчас на верхнем Гельветском покрове Вильдхорн (по Люжону).

На фиг. 4 этот разрез располагается между буквами *H* и *N* (с той же самой ориентировкой). *1* — покров Плен-Морт (верхний мел + + эоцен); *2* — покров Анзенде (доггер + мальм + + нижний мел); *3* — покров Бекс — Лаубхорн (триас + лейас).

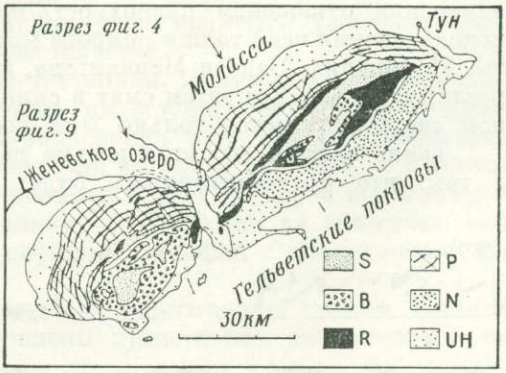


Фиг. 7. Теоретическая упрощенная схема механизма дивертикуляции, представленная Люжоном [20] для объяснения надвигания Ультрагельветских покровов.

T — верхний триас (с эвапоритами); L — лейас; D — доггер; M — мальм; C_1 — нижний мел; C_2 — верхний мел; E — эоцен (флиш); P — покров Плен-Морт ($C_2 + E$); A — покровы Анзенде и Арвей ($D + M + C_1 + E$); B — покров Бекс — Лаубхорн ($T + L$) (см. также фиг. 6). *1*, *2*, *3* — последовательные стадии срыва и скольжения вниз по склону.

на более поздние отложения (эоценовый флиш) будущих покровов Пластичного, Жестких массивов и Брекчиевого. Кроме того, отложения флиша Симме (фиг. 8) отделены от подстилающих покровов толщей олистостромоподобного материала (schistes à blocs et lentilles, или дикий флиш [5]), как это показано на фиг. 9.

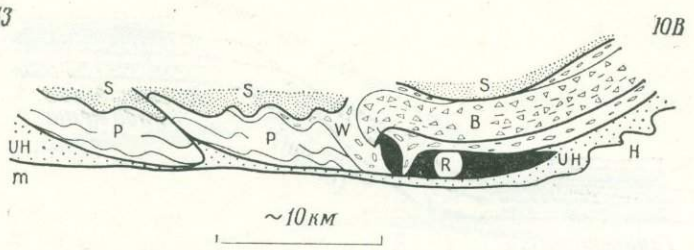
Надвигание главных Предальпийских покровов. Это надвигание началось либо срывом (например, по эвапоритсодержащему триасу и в основании Пластичного покрова), либо срывом и срезанием (например, базальное срезание изолированных пластин в покровах Жестких массивов и Брекчиевом). По мнению Шардта [26], а также Ганьебина и Люжона [21], перемещение этих покровов происходило в основном или исключительно под действием силы тяжести на подходящем для этого склоне [1]. Упомянутые авторы, по-видимому, считают, что такие относительно тонкие покровы не способны передавать сжимающие усилия; по их мнению, трудно найти тектонический элемент, ответственный за приложение такой толкающей силы. Действительно, Предальпийские покровы долгое время считались Австро-Альпийскими, т. е. одними из самых верхних альпийских элементов. Теперь, однако, известно, что покровы Пластичный, Жестких массивов и Брекчиевый являются Пеннинскими по своему происхождению и могли когда-то перекрываться Австро-Альпийскими покровами кристаллических пород, такими, как покров Дан-Бланш (фиг. 5). Кроме того, по крайней мере некоторые из Предальпийских покровов, в особенности покровы Симме и Брекчиевый, обнаруживают региональный кливаж, и поэтому мы можем предполагать,



Фиг. 8. Структурная карта покровов Предальп Шабле (к югу от Женевского озера) и Романских Предальп (между Женевским и Тунским озерами).

S — покров Симме sensu lato; B — Брекчиевый покров; R — покров Жестких массивов Предальп; P — Пластичный покров (с основными антиклиналями, надвигами и сбросами); N — покров Низен; UH — Ультрагельветские покровы. Пластичный покров и покров Низен являются протяженными телами, а покровы Жестких массивов и Брекчиевый представлены изолированными блоками, которые, возможно, были отчленены до надвигания или во время надвигания (см. также фиг. 4, 9).

[1] Склон протяженностью 100—150 км или больше. В этой связи возникает проблема высоты вершины склона (см. ниже).



Фиг. 9. Схематический разрез, показывающий геометрические соотношения покровов Предальп Шабле (по Люжону и Ганьебину, Баду и Карону).

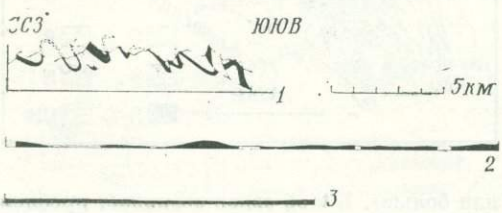
Автохтон: *H* — гельветские складки; *m* — моласса; *UH* — Ультрагельветские покровы; *P* — Пластичный покров; *R* — покров Жестких массивов (изолированные блоки); *B* — Брекчиевый покров; *S* — флиш покрова Симме sensu lato; *W* — дикий флиш (сланцы с блоками и линзами): олистостромы с крупными олистолитами, покоящиеся на покровах Пластичном, Жестких массивов и Брекчиевом под покровом Симме.

что на какой-то стадии надвигания они деформировались под довольно мощной нагрузкой. Следовательно, весьма вероятно, что первые стадии надвигания происходили в условиях сжатия и только в конце движения стали гравитационными (фиг. 5).

Люжон и Ганьебин приводят ряд доводов в пользу такого гравитационного скольжения, выделяя процесс, который можно назвать тектоникой волочения. Например, покровы Жестких массивов и Брекчиевый представляют собой не протяженные тела, распространенные в пределах всех Предальп, а крупные разобщенные нескладчатые блоки (фиг. 4, 8, 9), которые могли быть разобщены в процессе надвигания. По мнению этих авторов, разделение на блоки может быть объяснено только волочением, а не сжатием; волочение же может быть обусловлено только действием силы тяжести на свободно скользящую пластину.

О «тектонике волочения» говорят также данные Баду и Меркантона [2] по покрову Пластичных Предальп в массиве Шабле. Для палеогеографических реконструкций эти авторы использовали разные методы развертывания складчатых деформаций. Изучая по профилям мальмские известняки, они вначале применяли курвиметр. По второму методу они делили замеренную по профилю площадь поперечного сечения слоев мальма на его среднюю мощность, определенную в мало нарушенных участках. Результаты были очень различными, так как в некоторых местах мальмские известняки сильно растянуты не только на подвернутых, но и на обоих крыльях опрокинутых складок. На фиг. 10 представлена попытка воспроизведения результатов этих авторов: метод курвиметра показывает укорочение на 40—45%, а метод измерения отношения поверхность/мощность — только на 20—25%. При использовании всей толщи покрова могут быть получены такие же результаты. По мнению Баду и Меркантона, это означает, что покров вначале был растянут (+45%), а затем смят в складки (—45%); таким образом, в конечном счете получается только 20% сокращения (приблизительные цифры).

Такие выводы кажутся весьма вероятными, однако остается сомнение в том, что предпочтительнее будет вызвано волочением — пластическое



Фиг. 10. Схематическое изображение результатов распрямления складок Пластичного покрова Предальп Шабле [2].

Разрез расположен к югу от Женевского озера (см. фиг. 8, 9). Известняки мальма показаны черным. *1* — современная длина (11 км); *2* — результат распрямления с помощью курвиметра (около 20 км); *3* —результат определения длины по отношению поверхность/мощность (около 13—14 км). От стадии *2* к стадии *1* укорочение за счет складчатости составляет около 40—45%, а от стадии *3* к стадии *1* через стадию *2* — только 20—25%.

растяжение или разрыв. Кроме того, возникает вопрос, не может ли растяжение, а также и деление на блоки происходить под мощной нагрузкой вышележащих пород, как при прокатке. Нет также уверенности в том, что растяжение не может осуществляться и в направлении, перпендикулярном сечению, т. е. параллельно осям складок. Действительно, эти складки в пределах покрова дугообразно изогнуты (фиг. 8), что предполагает продольное растяжение.

Таким образом, изучение Предальп, «родины» гравитационной тектоники, может привести нас к принятию теории (или же заставить нас принять ее в некоторых случаях), но оно также выдвигает некоторые затруднения. С еще большими трудностями приходится сталкиваться с точки зрения механики горных пород.

Основания для принятия теории гравитационной тектоники. Описанные выше альпийские примеры предоставили ряд аргументов, которые позволили многим тектонистам избрать гравитационную тектонику в качестве основополагающей теории, объясняющей природу различных альпийских складок и надвигов.

В ряде случаев эта теория была принята главным образом потому, что не могли найти никакого другого подходящего объяснения. Конечно, случай с Субальпийскими цепями в чем-то отличен, поскольку здесь существуют альтернативные решения. Однако при изучении многих других областей, в том числе и в Альпах, создается впечатление, что движение покровов объясняется лишь гравитацией как единственно возможным фактором. Во-первых, иногда невозможно найти геологический объект, способный создать сжимающее усилие, т. е. давить на тыловой край покрова. Нередко мы сталкиваемся с проблемой передачи этого усилия: тонкие надвинутые пластины (diverticules), состоящие из довольно пластичного материала, не смяты в складки, которые должны были бы обязательно образоваться при давлении сзади.

Было предложено несколько других вариантов, в том числе обращалось внимание на результаты тектоники волочения, т. е. расчленение «жестких» покровов на отдельные блоки и пластическое растяжение Пластичного покрова перед смятием его в складки. Время от времени выдвигаются и другие доказательства. Например, указывают на присутствие олистолитов из материала покрова, залегающих сейчас под этим покровом внутри олистостромоподобных формаций. Глины с глыбами, олистостромы и олистолиты, конечно, двигались под действием силы тяжести, и это заставляет нас думать, что так же мог двигаться и покров, который следовал за ними и накрывал их (см., например, Сандулеску [25], который говорит о генетической связи между этими двумя процессами).

Тем не менее доказательства такого рода являются дискуссионными; это скорее предположения, чем доказательства.

Проверка теории гравитационной тектоники. Принимая гравитационную тектонику без дальнейшего обсуждения, мы остаемся неудовлетворенными, даже если чувствуем, что другого объяснения нет. Поэтому необходимо проанализировать значение и все следствия теории и испытать ее в соответствии с двумя различными, но неотделимыми друг от друга подходами:

1. Подход с точки зрения механики. Согласуются ли известные механические свойства участвующих в деформации пород с допускаемым нами кинематическим развитием?

2. Палеогеографический и палеогеоморфологический подход. Является ли склон, который мы были вынуждены представить, геологически возможным?

Столкнувшись с этими проблемами, геологи ведут себя по-разному. Несмотря на то что некоторые проводят эксперименты с масштабными моделями, их результаты нельзя принять в качестве явных доказательств.

В природе наблюдались небольшие оползни, часто катастрофические, такие, как оползень Вайонт в 1963 г. в Италии [27] и чилийские оползни в 1960 г. [28], но они много меньше и, возможно, более быстрые (см. ниже), чем подлинное скольжение крупных покровов, с которыми их, вероятно, нельзя сравнивать.

Во многих случаях позитивное или негативное обсуждение теории требует учета данных механики горных пород. Геологи часто (несознательно) полагают, что математические уравнения, кривые и цифры, которые дают физики, отражают истину (род фетишизма). Однако мы должны помнить, что математический инструмент прилагается к модели, а не к настоящему геологическому объекту или явлению. Для возможности вычислений выбранная модель должна быть максимально проста, и эта простота пленяет. Но даже при использовании большого компьютера никогда не следует принимать полученные цифры за отражение истины. Применение «точных наук» может помочь нам только выбрать между «похожим» и «непохожим», но не между «истинным» и «ложным».

Проблема склона. Для гравитационного скольжения необходимо наличие склона. В большинстве случаев первичный склон нельзя наблюдать, так как он деформируется при последующих движениях коры или подвергается эрозии. Например, кристаллические массивы, такие, как Монблан и вообще вся Гельветская зона, поднялись после того, как через них переместились Предальпы.

Поэтому мы вынуждены представить себе этот правильный и протяженный склон и рассмотреть не только вероятность его существования в соответствии с общим палеогеографическим развитием, но и более конкретно угол его наклона, его длину и, следовательно, высоту его вершины. Все эти аспекты должны быть рассмотрены и с позиций палеогеографии, и с позиций механики горных пород.

Например, в случае Предальп расстояние, на которое переместились покровы Пластичный, Жестких массивов и Брекчиевый от их первичного Пеннинского основания до современного положения, составляет около 100—150 км. Эти покровы остановились на очень низком высотном уровне, так как они прервали отложение континентальных или солоноватоводных осадков олигоцена, залегавших на морских отложениях. Поэтому, если мы представим единый, правильный и протяженный склон, высота их отправной точки в зависимости от угла склона будет составлять 3—5 км для 2°-ного склона, 8—15 км для 5°-ного, 17—25 км для 10°-ного, больше 55 км для 30°-ного и т. д. Минимальный угол, допускающий скольжение, определяется характером пород.

Минимальный угол склона, допускающий скольжение и выбор механической модели. Если мы хотим знать минимальный угол, допускающий скольжение, то должны рассмотреть механические свойства пород, а также как-то представить тектонический механизм процесса. Другими словами, нам следует выбрать модель, которая должна быть простой, значительно проще обсуждаемого очень сложного природного явления.

Рассмотрим несколько механических моделей [1]. В зависимости от характера их можно разделить на две категории: скольжение при простом трении породы о породу или скольжение при пластической деформации базального «смазывающего» горизонта (например, триасовых эвапоритов).

1. Пластическая деформация базального смазывающего горизонта. Гогель [12], показал, что для простой модели этого рода предельный угол зависит от веса покрова, т. е. от его мощности: чем толще покров, тем меньше предельный угол откоса. Выбрав для содержащего эвапориты триаса предел упругости или предел текучести,

[1] Мы увидим, что различные модели могут нас привести к очень разным результатам!

равный 40 бар, Гогель нашел, что слой толщиной 2 км может скользить по склону крутизной 4—5°, слой мощностью 4 км может скользить при угле склона 2° и т. д. Эти цифры, конечно, следует рассматривать только как порядок величины; они связаны с выбором определенной модели. Отсюда получается, что Предальпийские покровы должны были спускаться с высоты 5—15 км. Следовательно, мы должны представить себе воздымание крупного субаэрального хребта, который частично исчез после образования надвигов и который должен был, по существу, иметь устойчивый и правильный склон, несмотря на то, что такой склон немедленно начал бы подвергаться эрозии. Мы можем в конечном счете спросить себя, резонна ли такая придуманная нами реконструкция? А в случае мергелистых или глинистых горизонтов срыва (например, Ультрагельветские покровы) трудности становятся еще большими: при обсчете модели мы используем результаты лабораторных экспериментов, по которым величина предела упругости мергелей в пять — десять раз больше, чем эвапоритовых пород. При этом предельный угол должен достигать значительно больших значений, например 20—30° вместо 4—5°. Мы неизбежно приходим к невозможному.

2. Модель с трением. Как показали некоторые исследователи [19], минимальный угол склона в этом случае будет равен углу трения — физической константе материалов и горных пород. Для большинства известных пород этот угол равен примерно 30°; это должно означать, что Предальпы переместились с высоты 55 км или даже большей! Следует также заметить, что эта модель простого трения в отличие от предыдущей модели ведет нас к предельному углу, не зависящему от мощности покрова. Мы видим, что выбор модели уже частично предопределяет ожидаемые выводы. Несколько отличается модель чистого трения [18]: предельный угол зависит здесь от веса покрова, и получаются более высокие значения.

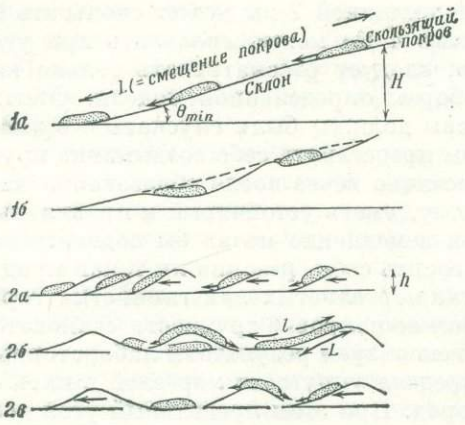
Заканчивая предварительное описание двух основных механических моделей, мы приходим к выводу, что слишком простые модели ведут к невероятностям, противоречиям и парадоксам. К более удовлетворительным выводам могут привести некоторые дополнения и улучшения.

Длина, правильность и постоянство склона. Наше представление о высоте отправной точки покровов скольжения, т. е. о вершине склона, было слишком упрощенным отчасти потому, что мы представляли себе единый, непрерывный, правильный и очень длинный склон [1] на протяжении пути следования покровов (100—150 км в случае Предальп). Таким образом, мы сталкиваемся с невероятностями двух родов: 1) в соответствии с выбранной моделью вершина склона слишком высока; 2) очень трудно вообразить действительно протяженный и правильный субаэральный склон, который бы, несмотря на эрозию, оставался правильным в течение всего времени скольжения (возможно, несколько миллионов лет).

В действительности постановка проблемы правильности и постоянства склона зависит от данного конкретного случая. Основание склона, необходимого для скольжения Субальпийских складок, конечно, не затрагивалось эрозией. Во флишевых бассейнах подводные склоны, по которым скользили покровы Ультрагельветский и Симме, могли быть более или менее правильными. Но в случае обширного субаэрального склона, который необходим для основного надвигания Предальп, возникают затруднения.

Избежать этих трудностей можно двумя путями. Во-первых (это своего рода хитрость), некоторые геологи представляют себе продвигающийся вперед склон типа «волны», толкающий перед собой одновременно скользящий покров, как морская волна «толкает скользящего по бурунам» (surf-rider) (фиг. 11). По такой гипотезе склон может быть значительно короче. Но это,

[1] И так же бессознательно мы представляем себе плоский склон, каким его рисуют на схематической зарисовке модели!



Фиг. 11. Схемы, иллюстрирующие основные аспекты проблемы склона.

1а — длинный непрерывный склон, однако H может быть слишком большой в зависимости от θ_{min} и L; *1б* — то же, что *1а*, но эрозия может обусловить возникновение холмов и депрессий; *2а* — более короткий продвигающийся склон (покров, «скользящий по барунам»), $h < H$; *2б* — L должна быть больше l; *2в* — скорость продвижения склона не может быть больше скорости скольжения.

конечно, искусственное представление, даже если мы свяжем эту идею с предполагаемой общей орогенической полярностью горной цепи. Следует принять во внимание, что такая модель нуждается в увязке как с длиной покровов, так и со скоростью их перемещения (фиг. 11). Действительно, что касается длины, то покровы Пластичный, Жестких массивов и Брекчиевый, вместе взятые, во время становления достигали длины по крайней мере 50 км, так что и перемещаться они должны были по склону хотя бы такой же длины; таким образом, нам не удается избежать затруднения.

Следовательно, нужно попытаться найти второй способ обойти противоречия, приняв для этого улучшенную механическую модель, предусматривающую намного меньший предельный угол.

В случае субаэрального скольжения, как на второй стадии движения Предальп, склон, подвергающийся эрозии, недолго остается правильным. Появляются впадины, действующие в качестве «ловушек покрова», или холмы, препятствующие движению покровов [1] (фиг. 11). Мог ли «покров-бульдозер» оттолкнуть, расчленить и уволочь эти препятствия? Такая постановка вопроса приводит нас к проблеме кинетической энергии и, следовательно, скорости движения покровов. Проблема скорости очень важна также потому, что чем ниже скорость покрова, тем больше время, в течение которого эрозия может разрушить склон (и покровы также!).

Скорость, кинетическая энергия, препятствия и принцип униформизма. Мы очень мало знаем о скорости движения покрова независимо от того, гравитационный он или нет. Стратиграфия дает нам только минимальные цифры: например, покровы Пластичный, Жестких массивов и Брекчиевый надвигались после среднего эоцена и в олигоцене заняли свои современные позиции. Это указывает на то, что смещение на 100—150 км продолжалось несколько миллионов лет[2]; отсюда минимальная средняя скорость равна 1—10 см/год. Тем не менее скорость могла быть значительно выше, и мы ничего об этом не знаем. Напомним, что катастрофический оползень Вайонт в 1963 г., как было установлено, должен был иметь максимальную скорость 60 км/час [27]. Однако мы не уверены, что такое катастрофическое явление, охватившее небольшой объем пород (0,3 км^3) на довольно крутом склоне (от 45 до 5—10°), можно сравнивать со скольжением больших покровов чехла (800 км^3 только для Брекчиевого покрова в Шабле!).

[1] Кер [4] полагает, что Телль-Атласские покровы Северной Африки скользили на «фронтоне склона», непрерывно создававшемся впереди движущихся покровов. Но это не снимает проблемы высоты отправной точки и требует очень медленного движения покрова скольжения.

[2] А также предшествующее поднятие, поскольку в течение среднего эоцена покровы располагались еще во флишевом бассейне под уровнем моря.

На этом этапе возникает проблема униформизма. Прежде всего мы знаем, что в большинстве механических моделей, таких, как модели Гогеля [12] и Сю [18], чем мощнее покров, тем меньше предельный угол склона, допускающий скольжение. Это ведет к своеобразному парадоксу: обширные и мощные покровы, которые могут скользить по пологим склонам, должны быть более вероятными, чем маленькие покровы и тем более мелкие оползни, такие, как Вайонт. Однако оползень Вайонт наблюдали до движения, во время движения и после него, тогда как настоящие движущиеся крупные покровы скольжения неизвестны. Если скольжение покровов — процесс очень медленный, не исключено, что где-нибудь на Земле покровы еще скользят, даже если мы не можем ни наблюдать их движение, ни измерить его. Если, однако, нормальная скорость выше, мы можем утверждать, что в настоящее время крупные субаэральные покровы не перемещаются ни с помощью силы тяжести, ни каким-либо иным способом. Аналогичным образом были описаны современные подводные оползни [17, 23, 24, 11, 22], но они установлены в основном по сейсмическим и топографическим данным; данные, подтверждающие, что это действительно оползни, находящиеся либо в состоянии перемещения, либо в перемещенном положении, отсутствуют.

В случае действительно низкой скорости кинетическая энергия покрова будет очень маленькой. Так, например, кинетическая энергия всей группы Предальпийских покровов Шабле и Романских Предальп (6600 км^3) при движении со скоростью 1 м/год в 1000 раз меньше кинетической энергии одного автомобиля, движущегося со скоростью 100 км/час. Будут ли в таком случае сталкиваться с пути и сволакиваться большие препятствия, такие, как холмы? Депрессия, днище которой будет представлять собой более пологий склон, может, конечно, остановить покров (фиг. 11), и простой расчет показывает, что это произойдет через очень небольшой промежуток времени (доли секунды). Очень медленно скользящее геологическое тело не может двигаться по инерции.

В заключение следует признать, что о проблеме скорости и кинетической энергии мы можем сказать не очень много, если не считать того, что ею не следует пренебрегать. Возможно, тектонические оползания были катастрофическими, но тогда не выдерживается принцип униформизма, поскольку в настоящее время мы их не наблюдаем, во всяком случае больших оползаний. Если, наоборот, покровы двигаются медленно, то есть время и для эрозии, а неоднородности склона могут, вероятно, остановить движение. В конечном счете ясно, что прежде всего, если это возможно, необходима математическая интерпретация движения покровов (см., однако, [18]).

Некоторые возможные механические объяснения; *использование улучшенной модели*. Одна из самых больших трудностей, с которыми мы столкнулись,— это проблема высоты вершины склона. При очень маленьком угле склона, скажем 1° и меньше, этого вопроса не существовало бы. Наш первый обзор привел к «запрещающим» цифрам. Однако предложенные модели были слишком уж простыми; настоящий тектонический механизм намного сложнее, так как мы пренебрегли несколькими факторами, и прежде всего ролью жидкостей, особенно воды.

Вода не является смазочным материалом, но она могла существенно облегчать деформацию. Лабораторные эксперименты показывают, что в присутствии воды, особенно при высоком всестороннем давлении, понижается предел упругости известняков. Действительно, деформация известняка, гипса и галита требует меньших предельных напряжений, если происходит растворение и перекристаллизация (хорошо известный механизм деформации глетчерного льда).

Основная роль воды, однако, заключается в ее давлении, поскольку аномально высокие внутрипоровые давления изменяют эффективные нормальные напряжения. В общем и лабораторные эксперименты, и модельные

расчеты показывают, что чем выше отношение внутрипорового давления к литостатическому давлению, тем ниже эффективная прочность пород. Хабберт и Руби [19] показали, что при отношении давлений, равном 90%, угол, при котором начнется скольжение покрова, может уменьшиться с 30 до 3°. Согласно Сю [18], который применял несколько отличную модель [1], угол зависит от веса (и, следовательно, от мощности) покрова; он получил более высокие значения. Если это соответствует действительности, можно ожидать, что такие модели лучше объяснят гравитационное скольжение [2].

Как известно, во многих районах на глубине существуют аномально высокие давления жидкостей (около 90% от литостатического давления) [14, 19]. Они могут возникать в тех случаях, когда подводный покров скольжения перекрывает водонасыщенные и неполностью консолидированные осадки, такие, как флиш [14], а также в более общем случае при дифференциальном уплотнении. Бирамджи [3] показал, что в некоторых случаях сверхдавления могут быть связаны с присутствием эвапоритов. Другой процесс, ведущий к понижению эффективной прочности эвапоритов,— дегидратация гипса (в результате которой получаются гипс и вода). Херд и Руби [16] установили, что такое уменьшение прочности может происходить в интервале температур 100—150° при 5 кбар всестороннего давления, соответствующих глубинам 1000—2000 м. Возможно, это могло иметь место под некоторыми Предальпийскими покровами и в некоторых участках Субальпийских цепей.

Вероятно, другим важным процессом могло быть превращение воды в пар под действием теплоты трения, возникающей в основании скользящих масс. Хабиб [15] подсчитал, например, что в случае оползня Вайонт трение даже при маленьком смещении (несколько метров) может нагреть поверхность скольжения настолько, что поровая жидкость превратится в пар. Это вызовет внезапное увеличение порового давления, вследствие чего скольжение станет более катастрофичным. Такой механизм может вызвать перемещение покрова, но только на относительно малых глубинах, поскольку критическое давление воды соответствует глубине 840 м, ниже которой расширение жидкости будет меньшим [14]. Такое нагревание может привести к дегидратации гипса [14]. Расчеты моделей для всех этих случаев показывают, что очень маленькая подвижка, если она происходит в достаточно короткое время, может вызвать внезапное высвобождение или испарение воды. Так, если движение вызвано землетрясением, которое заставит основание скользящей массы действовать подобно «виброплатформе», оползень может внезапно стать катастрофическим [14]. Вероятно, этот механизм вызвал во время Чилийского землетрясения в 1960 г. катастрофические оползни на очень пологих склонах [28] и (почему бы и нет?) гравитационное движение на небольших глубинах в некоторых покровах в геологическом прошлом.

Выводы. Попытаемся разрешить противоречия, с которыми мы столкнулись выше. Различные усовершенствованные модели могут объяснить скольжение на значительно более пологих склонах. Это частично снимает проблему высоты склона и его эрозии.

Что касается описанных нами Западных Альп, мы можем отметить следующее:

1. В случае Предальп мы не можем обойтись без гравитационного скольжения как механизма дивертикуляции, т. е. без представления о ранних подводных надвиганиях нескладчатых, тонких, некомпетентных пластин, часто предваряемых подводными «лавинами». Этот вывод применим к первой стадии развития покровов Ультрагельветского и Симме. Что касает-

[1] См. также обсуждение модели Хабберта и Руби различными авторами (ссылки см. в работе [18]).

[2] И надвигания покровов вообще, независимо от того, гравитационные они или нет.

ся второй стадии движения Предальп, то здесь гравитационное движение происходило, вероятно, в конце перемещения покровов Пластичного, Жестких массивов и Брекчиевого, несших на себе отторженцы покрова Симме (фиг. 5). Однако в свете проблемы высоты и эрозии склона, а также в связи с тем, что в породах некоторых покровов обнаруживается региональный кливаж, скольжение нельзя считать единственным механизмом; возможно, что надвигание этих покровов началось в результате интенсивного сжатия под относительно мощной толщей нагрузки [1].

2. В Субальпийских цепях гравитационное скольжение могло происходить во время складкообразования, однако весьма вероятно, что его роль была второстепенной и в основном оно проявлялось в конце складкообразования.

Таким образом, надлежащий анализ может в некоторых случаях заставить нас, хотя и с некоторым опасением, принять гипотезу гравитационной тектоники. При этом во избежание парадоксов мы должны попытаться найти подходящий механизм. Однако нередко данная теория может быть либо безоговорочно отвергнута, либо принята лишь по причине уверенности в ее универсальности.

Тектоническая теория пытается реконструировать ход событий прошлого, для которых мы можем наблюдать лишь конечный результат. В генетических реконструкциях геолог имеет меньше возможностей, чем, например, физик. Физическая теория также имеет дело с моделями и руководствуется конкретными наблюденными фактами. Но за ней могут последовать эксперименты, позволяющие проверить эту теорию; такие эксперименты могут неоднократно повторить весь ход исследуемых событий или явлений. Мы не можем провести настоящих экспериментов, т. е. повторить тектонические события прошлого [2]. Мы можем только наблюдать события, происходящие в настоящее время на земной поверхности. Однако возможно, что некоторые события геологического прошлого сейчас не происходят или происходят слишком медленно для того, чтобы их можно было наблюдать, во всяком случае от начала до конца. Даже если принцип униформизма правилен, мы все-таки остаемся безоружными. Еще раз повторим, что и геологические наблюдения, и данные механики горных пород дают нам возможность выбора только между «вероятным» и «невероятным», но не между «истинным» и «ложным».

Настоящую статью не следует, конечно, рассматривать как довод в пользу гравитационной тектоники, но не в большей мере это и нападение на нее. Все, чего добивался автор, — это подчеркнуть, что подобные тектонические теории никогда не могут быть проверены; мы можем только попытаться понять, правдоподобны ли они. Остальное — дело субъективного выбора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Badoux H.*, Les unités ultrahelvétiques de la zone des cols, Eclog. Geol. Helv., 56, pp. 1—13, 1963.
2. *Badoux H., Mercanton C.*, Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes Médianes du Chablais, Eclog. Geol. Helv., 55, pp. 135—188, 1962.
3. *Byramjee R.*, Argiles non compactées et pressions anormales — Cas du Nord-Sahara, Rev. Inst. Fr. Pétrole, 21, pp. 1067—1077, 1966.

[1] Такой же вывод можно сделать в отношении покрова блестящих сланцев [6], который вначале испытал сильную многофазовую деформацию сжатия с метаморфизмом; поэтому гравитационное скольжение могло происходить только в самом конце перемещения.

[2] «Эксперименты» с мелкомасштабными моделями нельзя считать доказательством. Мы их придумываем и конструируем для того, чтобы облечь в конкретную форму более или менее интуитивные представления, так что мы получаем в результате только то, что мы заложили в создание эксперимента.

4. *Caire A.*, Morphotectonique de l'autochtone présaharien et de l'allochtone tellien, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **7**, pp. 267—276, 1965.
5. *Caron C.*, Sédimentation et tectonique dans les Préalpes: «flysch à lentilles» et autres complexes chaotiques, Eclog. Geol. Helv., 59, pp. 950—957, 1966.
6. *Debelmas J., Kerckhove C.*, Large gravity nappes in the French-Italian and French-Swiss Alps [см. статью настоящего сборника на стр. 196].
7. *Debelmas J., Lemoine M.*, The Western Alps: Palaeogeography and structure, Earth Sci. Rev., 6, pp. 221—256, 1970.
8. *Fallot P., Faure-Muret A.*, Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris., **228**, pp. 616—619, 1949a.
9. *Fallot P., Faure-Muret A.*, Sur un mode particulier de charriage, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, **228**, pp. 789—792, 1949b.
10. *Gèze B.*, Distinction d'un type de nappes à enracinement frontal: les refoulements, Comptes Rendus Somm. Soc. Géol. Fr., **2**, pp. 38—39, 1962.
11. *Glangeaud, L., Bellaiche G., Genesseaux M., Pautot G.*, Phénomènes pelliculaires et épidermiques du Rech Bourcart (Golfe du Lion) et de la mer Hespérienne, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris., **267**, pp. 1079—1083, 1968.
12. *Goguel J.*, Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre (2nd ed.), Mém. Expl. Carte Géol. Fr., 530 p., 1948.
13. *Goguel J.*, A propos du glissement de la couverture au Sud-Ouest du Massif de l'Argentera, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, **228**, pp. 698—699, 1949.
14. *Goguel J.*, Le role de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **11**, pp. 153—164, 1969.
15. *Habib P.*, Sur un mode de glissement des massifs rocheux, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, **264**, pp. 151—153, 1967.
16. *Heard H. C., Rubey W. W.*, Tectonic implications of gypsum dehydration, Geol. Soc. Am. Bull., **77**, pp. 741—760, 1966.
17. *Heezen B. C., Drake C. L.*, Grand Banks slump, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 48, pp. 221—225, 1964.
18. *Hsü K. J.*, Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 927—952, 1969.
19. *Hubbert M. K., Rubey W. W.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 115—166, 1959.
20. *Lugeon M.*, Une nouvelle hypothèse tectonique: la diverticulation, Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., **62**, pp. 260—261, 1943.
21. *Lugeon M., Gagnebin E.*, Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes Romandes, Mém. Soc. Vaud. Sci. Nat., **47**, pp., 1—90, 1941.
22. *Mary G., Dangeard L.*, Les phénomènes de glissement dans le domaine marin, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **12**, pp. 313—324, 1970.
23. *Moore J. G.*, Giant submarine landslides on the Hawaiian Ridge, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 510-D, pp. D95—D98, 1964.
24. *Rona P. A., Clay C. S.*, Stratigraphy and structure along a continuous seismic reflection profile from Cape Hatteras, North Carolina, to the Bermuda Rise, Journ. Geophys. Res., **72**, pp. 2108—2130, 1967.
25. *Sandulescu M.*, La nappe de Haghimas — Une nouvelle nappe de glissement dans les Carpates orientales, Assoc. Geol. Carpato-Balkan., VIIIe Congr. (Beograd), pp. 179—185, 1967.
26. *Schardt H.*, Les régions exotiques du versant nord des Alpes Suisses, Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., **34**, pp. 114—219, 1898.
27. *Selli R., Trevisan L., Carloni G. C., Mazzanti R., Ciabatti M.*, La frana del Vaiont, Giorn. di Geol., Ann. Mus. Geol. Bologna (2), **32**, (1), pp. 1—154, 1964.
28. *Tazieff H.*, Signification tectonique des glissements de terrain accompagnant le grand séisme du Chile, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, **251**, pp. 2204—2206, 1961.
29. *Trümpy R.*, Palaeotectonic evolution of the Central and Western Alps, Geol. Soc. Am. Bull., **71**, pp. 843—908, 1960 [см. русский перевод в кн. «Тектоника Альпийской области», «Мир», М., 1965].
30. *Van Bemmelen R. W.*, Tectonogénèse par gravité, Bull. Soc. Belge Géol., 64, pp. 95—123, 1955.

ГОРЫ ЮРА

Г. Лаубшер [1]

Для объяснения тектоники гор Юра неоднократно и в разных масштабах привлекался механизм гравитационного скольжения. Возникновение надвигов в отдельных складках [1, 5] объяснялось локальной эрозией и соскальзыванием в эрозионные впадины. Однако систематический анализ геометрии и кинематики структур показал, что, за исключением случайных крупных оползней, все эти надвиги являются региональной тектонической особенностью и обязаны своим существованием не локальным, а региональным движениям [11, 12].

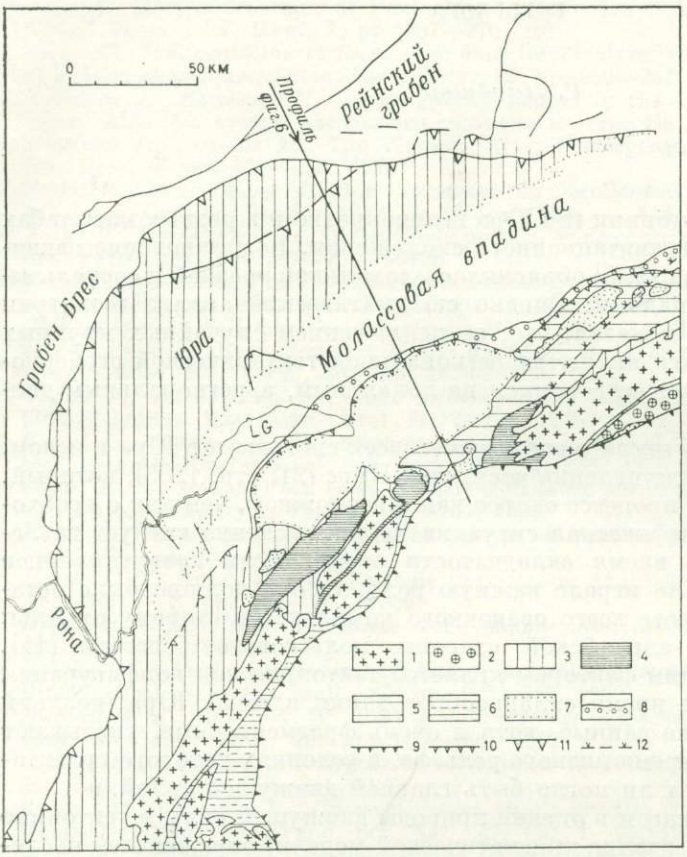
Еще в 1892 г. Рейер писал о скольжении всей системы гор Юра в целом; много лет спустя эти представления воскресил Пирс [21, стр. 1268], который, правда, говорил об этом процессе скорее как о возможном, чем как о необходимом. Однако стратиграфическая ситуация недвусмысленно требует давления, направленного во время складчатости вверх. Если гравитационное скольжение действительно играло важную роль, то оно должно было оставить свой след в развороте всего осадочного комплекса в сторону от Альп вследствие перегрузки альпийской стороны молассового бассейна [11]. Таким образом, решающим фактором является тектоническая конфигурация северного края Альп во время складкообразования в горах Юра (поздний понт). Стратиграфические данные, хотя и очень фрагментарные, указывают на существование в это время низкого рельефа, в условиях которого гравитационное скольжение едва ли могло быть главной движущей силой.

Очевидно, первым шагом в оценке природы движущей силы в тектонике гор Юра должно быть создание кинематической модели, отражающей последовательные движения в автохтонной и Гельветской областях в течение неогеновой орогенической фазы. Такая попытка приведена на фиг. 6. Нижеследующий текст посвящен обсуждению этой схемы; он сопровождается дополнительными иллюстрациями для наиболее важных моментов. Поскольку здесь анализируются только крупномасштабные особенности, детали опускаются.

Ситуация перед началом неогеновых движений. На фиг. 1 дана упрощенная схема расположения всех основных рассматриваемых тектонических элементов в их современном положении. На фиг. 2 представлена попытка реконструкции их положения перед началом неогенового складкообразования. Выразить графически обсуждаемую проблему особенно трудно потому, что и горы Юра, и область в Альпах, откуда распространялись движения (фиг. 5), располагаются на внешней стороне острого северо-западного угла дуги Западных Альп. Для этой области скорее характерна региональная трехмерная кинематика [15—17]. Автор не будет обсуждать здесь этот вопрос; укажем лишь на следующие существенные особенности (ср. также фиг. 6, *а*):

1. Гельветская область, возможно, за исключением ее самой южной части, еще не была непосредственно охвачена орогеническими движениями. Это был форланд, покрытый сорванными осадочными покровами Ультрагельветской и Пеннинской зон, подобно тому как южная часть молассового бассейна покрыта сейчас сорванными покровами [20]. Сорванные массы распространялись на северо-запад, доходя до южной части области, которую называют

[1] Институт геологии и палеонтологии, Базельский университет, Базель, Швейцария.



Фиг. 1. Положение главных тектонических элементов, описанных в тексте.

1 — внешние массивы; *2* — Сен-Готардский массив; *3* — горы Юра, Субальпийские цепи и «автохтон»; *4* — покров Моркле — Дольденхорн; *5* — верхние Гельветские покровы (Дьяблере — Вильдхорн); *6* — Гельветские — Ультрадофинейские покровы; *7* — покровы Предальп и Ультрагельветские (Палео-Альпы); *8* — Субальпийская моласса; *9* — надвиговый фронт Пеннинских покровов южнее массивов; *10* — надвиговый фронт Предальп и Гельветской краевой цепи; *11* — фронт гор Юра и Субальпийских цепей; *12* — восточная граница эвапоритов среднего триаса. *LG* — Женевское озеро.

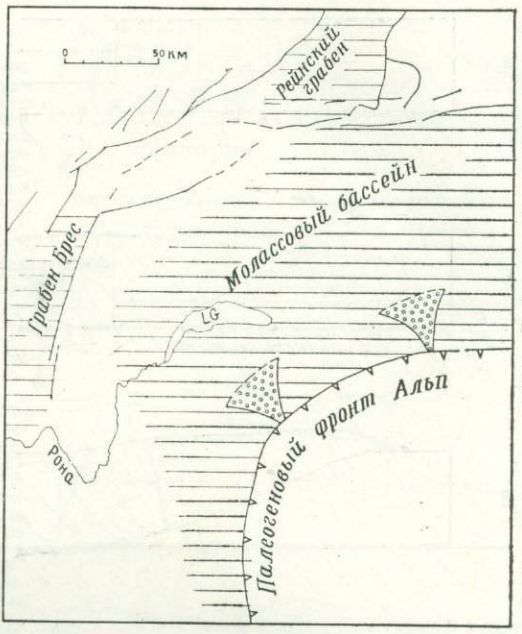
теперь автохтонной. С их окраины выступали наружу дельты олигоценовых рек с мощными нагромождениями конгломератов [27].

2. Южнее Гельветской области пеннинские и ультрагельветские элементы, так же как и сейчас, слагали структурный костяк Альп, за исключением того, что они были, по-видимому, значительно глубже погребены и что внешние массивы Гельветской области еще не существовали; возможно, самая северная часть Сен-Готардского массива (Ультрагельветская) или ее необнаженные западные эквиваленты образовывали серию палеогеновых внешних массивов.

3. Севернее Гельветской области олигоцен-миоценовая молассовая впадина постепенно поднималась к северу с наклоном несколько меньше современного [18]. Максимальное поднятие совпадало с южным и восточным бортами Рейнско-Бресской системы грабенов. Они составляли единую систему с широтным растяжением и с зоной правостороннего трансформного разлома, связывающего оба грабена между собой [14].

4. Потенциальная неустойчивость форланда в условиях распространяющегося орогенеза была связана с существованием этой осложненной разломами зоны поднятия на севере и западе и толщи триасовых эвапоритов, распространявшихся вплоть до линии, соединявшей восточные концы озер Бриенцского и Цюрихского (фиг. 3) [1].

Некоторые замечания, аргументы и постулаты, касающиеся закономерностей неогеновых движений. В качестве основного можно рассматривать тот факт, что неогеновые Гельветские сорванные покровы первоначально перекрывали зону осадконакопления шириной несколько десятков километров (~30 км), кристаллический фундамент которой каким-то образом исчез,



Фиг. 2. Палеотектоническая ситуация перед началом неогенового орогенеза.

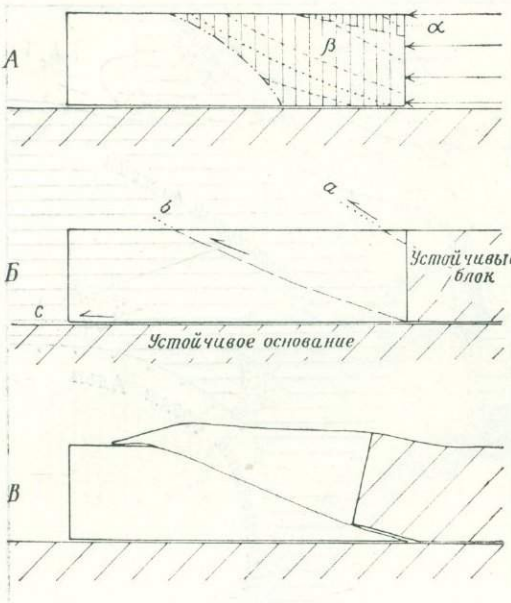
Реконструкция основывается на тех же аргументах, что и фиг. 6, за исключением того, что здесь подразумевается трехмерный характер кинематики. Резкий перегиб северо-западного угла Западных Альп показывает, что рассматриваемая территория кинематически далеко не однородна. Очевидны несогласно пересекающиеся фронты движений (например, палеогеновый фронт Альп, обрисовывающийся реликтами палеогеновых покровов форланда, и северо-восточная — юго-западная вытянутость внешних массивов Эгюий-Руж — Белдонн к югу от Женевского озера, как показано на фиг. 1). Это только особенно явный пример суперпозиции различных кинематических тенденций, которые, вероятно, действовали в течение всего развития Западных Альп. В Альпах покровы двигались преимущественно в северном направлении, на северный форланд, с небольшой западной компонентой. В форланде Рейнско-Бресская система грабенов обрисовывает эмбриональную границу литосферной плиты с широтным (или восточным-юго-восточным — западно-северо-западным) разобщением, не превышающим 3 км. Из кинематики плит следует, что движение в соединяющей зоне между двумя грабенами, по существу, должно представлять собой правосторонний сдвиг (зона трансформного разлома). *LG* — Женевское озеро.

очевидно, в результате сжатия основания. Автохтон и Ультрагельветский фундамент, ранее отстоявшие на расстояние 30 км, оказались в тесном соседстве [28]. Следовательно, не может быть и речи о чисто вертикальном движении фундамента с гравитационным скольжением чехла, ведущим к нагромождению Гельветских покровов.

За некоторым исключением, покровы основания в Альпах захватывают только несколько самых верхних километров континентальной коры. Геометрически это справедливо, по-видимому, и для внешних массивов [5]. Для совместного обозначения внутрикоровой зоны срыва, которая должна где-нибудь выходить на поверхность, и зоны срыва осадочной толщи вводится понятие *клин срыва* (décollement wedge) (фиг. 3). В концепции тектоники плит такие клинья являются внешними окончаниями легких поверхностных масс горных пород, которые отщепляются от погружающихся масс литосферы в зонах тектонического всасывания и выталкиваются в сторону континентов с образованием альпинотипных складчатых систем [15].

По мере того как орогенические движения все больше и больше захватывают форланд, или, на языке тектоники плит, литосфера форланда продолжает двигаться в зону всасывания (орогеническую зону), отщепляются еще более внешние части верхних горизонтов коры. В бывшем форланде образуются новые клинья срыва. Несмотря на то что эта известная тенденция иногда пользуется статутом геологического «закона», наблюдаются исключения [28].

Нижняя поверхность клина срыва имеет неправильную форму. В первом приближении она состоит из субгоризонтальных ослабленных зон, соединяющихся в поверхностных участках косыми зонами скалывания (по Мору) (фиг. 3, 4). В более глубоких частях располагаются зоны катакластического течения и «пластической» деформации, в особенности лежачие складки. Главным механизмом здесь, по-видимому, является «прокатка» относительно компетентной верхней пластины в ее фронтальной части (фиг. 5), хотя складчатость и кливаж наблюдаются и в верхней пластине. Лежачие складки описаны в покровах основания, таких, как выступы фундамента Аарского массива, особенно выступы Юнгфрау [24, 4] и Трана [9], а также в покровах

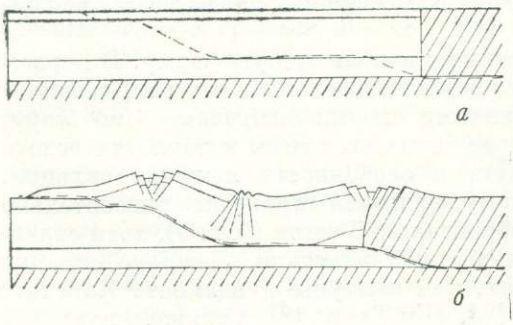


Фиг. 3. Графическое представление проблемы зон скалывания, поднимающихся из глубоких слоев коры.

Модели горообразования, основывающиеся на современных представлениях о крупномасштабных движениях литосферы, требуют срыва легкой верхней коры с нижней коры и литосферной верхней мантии. Для того чтобы соединить две поверхности, ограничивающие клиновидное движущееся тело — поверхность форланда и зону корового срыва, — необходимы зоны скалывания. *А*. Проблему устойчивости, возникающую в связи с этими клиньями, лучше всего схематически демонстрировать с помощью простой модели срыва Гафнера (1951 г.), которая в упрощенном виде приведена на фиг. 3, *А*. Устойчивость в пределах блока зависит от 1) свойств материала (распределения прочности, анизотропии) и 2) сопротивления трения в основании блока и в результате от уровня напряжений в начале процесса срыва. По мере того как внешняя сила увеличивается, область неустойчивости распространяется от верхнего правого угла внутрь блока (например, от границы устойчивости α до β). Потенциальные поверхности скалывания внутри неустойчивого клина показаны пунктиром. *Б*. Поверхности скалывания *a*, *b*, *c* представляют три типичных случая. Поверхность *a* находится внутри начальной области неустойчивости α; она кинематически неэффективна, поскольку не продолжается в базальную зону срыва (нажимающий блок справа предположительно устойчив). Поверхность скалывания *b* первой достигает кинематической связи между зоной срыва и поверхностью, тогда как активация *c* означает срыв всего блока. *В*. Комбинированная поверхность скалывания имеет два противоположно направленных искривления: вогнутое и выпуклое. Фактическое перемещение вдоль такой поверхности влечет за собой складчатость с внутренней деформацией клина.

чехла, таких, как Моркле — Дольденхорн [19]. Детальная кинематика таких лежачих складок здесь не рассматривается (см. объяснение к фиг. 5).

В более поверхностной фронтальной части зона «прокатки» переходит в зоны срыва и скалывания (по Мору), которые связаны с поверхностью. Особый интерес представляет случай, когда в зоне «прокатки» проворачивающиеся в виде валиков замки́ складок проталкивают осадочные комплексы форланда по зоне срыва. В основном такой механизм автор принял для фронта Моркле — Дольденхорн, допуская, что зияние в осадочном чехле Эгюий-Руж и западного массива Гастерн является источником (питающей провинцией) складок Юры: либо осадочный чехол соскользнул, оставив зазор, в котором потом разместился покров Моркле, либо фронт покрова Моркле столкнул осадочный покров, создав этот зазор своими собственными силами. Аналогичный механизм предложен Трюмпи [28] для комплекса Кавестрау — Гриссток восточной части Гельветской зоны (см. также [9]). Однако палеотектоническая реконструкция показывает, что во время этих движений район покрова Моркле был невысоким; таким образом, предположение, согласно которому в это время могло возникнуть зияние из-за гравитационного скольжения, кажется маловероятным (ср. фиг. 6,*д* и *е*).

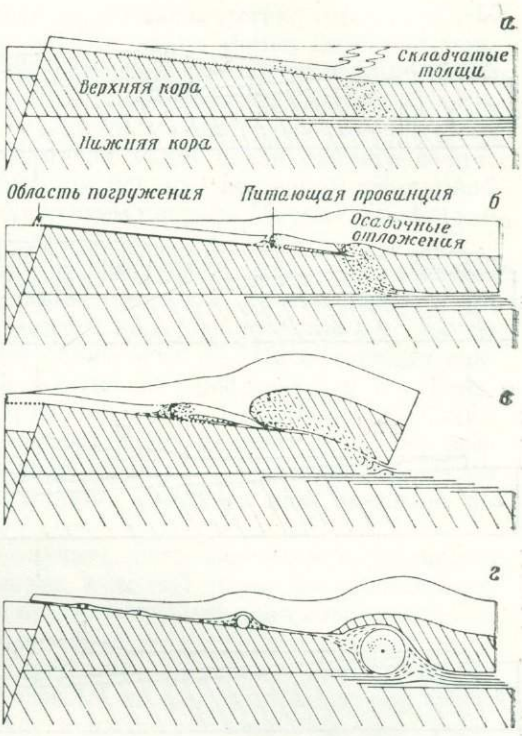


Фиг. 4. Эффект слоистости.

а — некомпетентные слои служат ослабленными зонами, которые влияют на форму поверхности скалывания; вначале она состоит из горизонтальных поверхностей, соединенных сколами; *б*—движение клина сопровождается образованием складок в нескольких участках. Жесткое основание требует растяжения в антиклиналях и сжатия в синклиналях (с кливажом на глубине). Попытки выйти за пределы качественной демонстрации не предпринимается, поскольку трудно оценить количественно динамические условия.

Фиг. 5. Упрощенная схема фиг. 6.

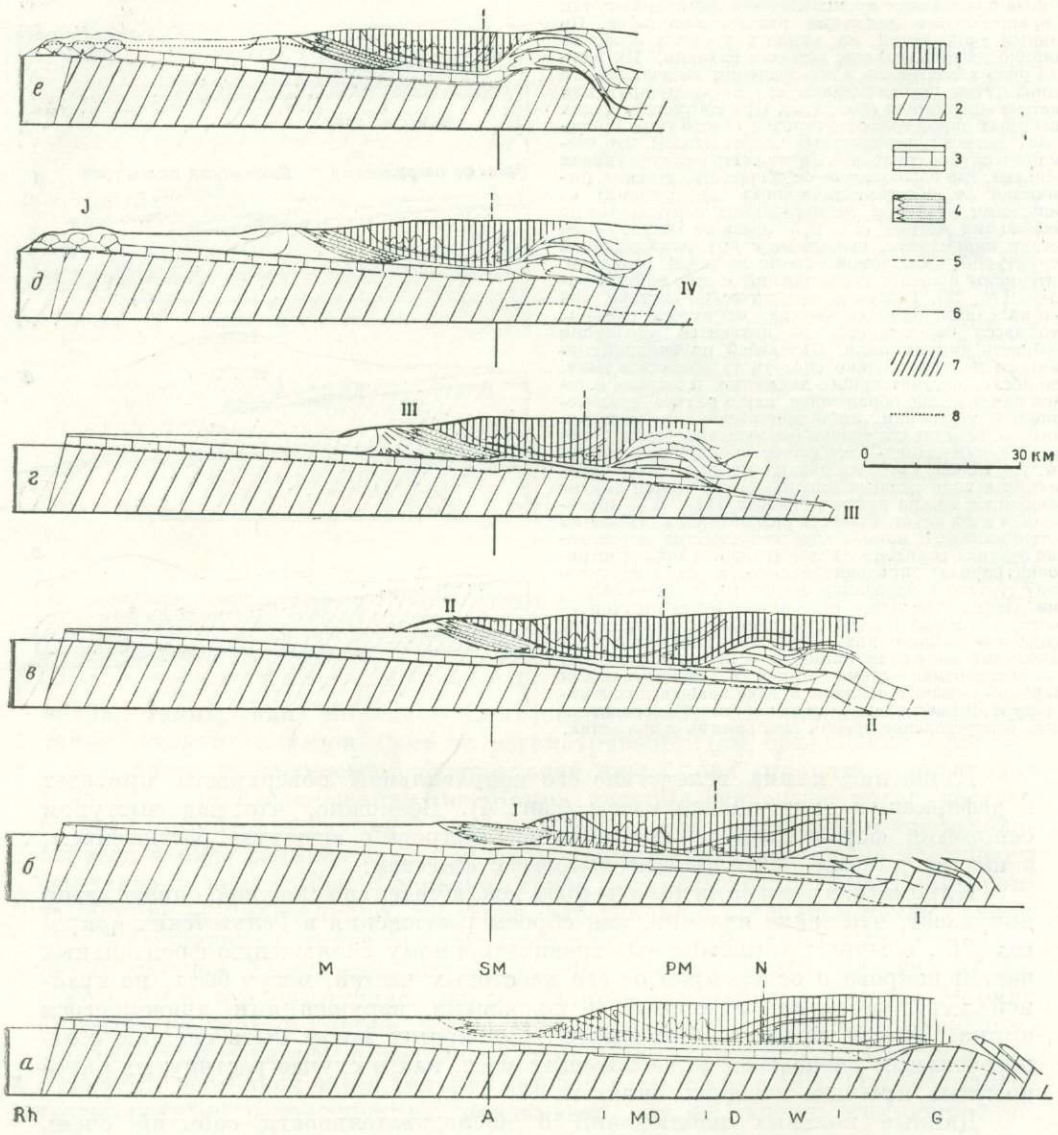
В зоне скалывания происходят как ламинарные, так и вращательные движения разных масштабов. По данным наблюдений, на нижних уровнях особенно широко распространены лежачие складки. Их важная роль заключается в перемещении вышележащего клина путем перекатывания его по «шарниру» или системе «шарниров» (фиг. 5, *г*). При соответствующих свойствах пород транспортировка такого типа происходит даже в поверхностных частях (слева). Это очевидно в случае триасовых ангидритов района туннеля Бёльхен, где наблюдается складчатость течения (отличимая от коседиментационных деформаций) со складками размером от нескольких сантиметров до нескольких метров [13, 29]. Здесь не обсуждаются детали кинематики, связанные с крупномасштабной структурой, называемой обычно лежачей складкой; материалы полевых исследований можно найти в работах [10, 26]. Говоря о тектонической системе, как и о явлениях переноса вообще, мы можем сказать, что масса перемещается из питающей провинции в область аккумуляции. Питающей провинцией сорванного покрова можно считать ту область в тылу, где после поступательного движения пластины остается зияние либо обнаженное, как в случае гравитационной тектоники, либо прикрытое теми массами, которые передавали толчок («замещение чехла»). Область аккумуляции— это фронтальная часть пластины, где массы, которых раньше не было, нагромождаются в виде складок или надвигов. Общий анализ концепции можно найти в работе [12]. *а* — протяженная зона неустойчивости развивается в основании потенциального клина. Она поднимается от основания верхних горизонтов коры (горизонтальная штриховка справа), проходит наискосок через верхнюю кору (точки) в основание осадочных отложений (точки слева). Рои точек показывают места неустойчивости, в которых происходит вращение. Складчатые осадочные толщи справа—покровы Палео-Альп; *б*— начальные движения клина; *в* — конечная стадия; *г* — абстрактная схема стадии *б*, показывающая шарниры лежачих складок в виде вращающихся цилиндров. Для основания клина характерно неравномерное распределение трения скольжения и вращения.



Движение клина вследствие его неправильной поверхности приведет к деформации движущейся массы (фиг. 4). Возможно, что над выступом основания формировались антиклинали покрова с внешним растяжением, а над впадинами — синклинали покрова с сжатием.

Кинематика движения должна быть исключительно сложной, однако автор допускает, что такие явления, как сбросы растяжения в Гельветских покровах [25], обычно приписываемые гравитационному скольжению фронтальных частей покрова с отделением от его хвостовых частей, могут быть, по крайней мере частично, обусловлены подобными нарушениями движущегося клина. Другие признаки растяжения в покровах могут быть связаны с относительным смещением вышележащих масс, как в случае растянутых опрокинутых крыльев лежачих складок.

Данные полевых наблюдений о последовательности событий очень сложны и часто противоречивы. Вопрос об относительном возрасте западной части Гельветских Альп рассмотрен Люжоном [19]. В отличие от общепринятого мнения этот автор приходит к выводу, что покров Моркле является самым древним. Он основывается на том, что нормальное крыло покрова Моркле смято в серию антиклиналей, тогда как вышележащий покров Дьяблере имеет слегка искривленное, но обычно сглаженное основание. Автор, однако, не считает этот аргумент решающим. Действительно, здесь нет «обезглавленных» складок, гребни которых были бы снесены покровом Дьяблере. Но даже если бы такие складки и были, это указывало бы только на наличие складок в прошлом, а не на то, что они представляли собой часть уже существовавшего покрова. Действительно, легко составить кинематическую схему, которая приведет к современным геометрическим соотношениям с покровом Дьяблере, предшествующим покрову Моркле. Например, при беспрепятственном надвигании покрова Дьяблере может вначале возникнуть за счет трения (или альтернативно за счет распространения движения на



Фиг. 6. Кинематическая модель системы Юрско-Гельветских покровов.

1 — Палео-Альпы; *2* — основание; *3* — мезозой палеогенового форланда (для Гельветской области — только мальм — мел); *4* — Субальпийская моласса; *5* — местоположение надвигов, активизированных в последующие стадии; *6* — главные надвиги (*I* — *IV*); *7* — зона растяжения «в кильватере» Субальпийской молассы; *8* — примерный контур современной поверхности; *Rh* — нижний уровень Рейнско-Бресского грабена; *M* — молассовый бассейн; *SM* — Субальпийская моласса; *PM* — Срединные Предальпы; *N* — фронт покрова Низен; *A* — северное подножие массива Эгюий-Руж; *MD* — покров Моркле — Дольденхорн; *D* — покров Дьяблере; *W* — покров Вильдхорн; *G* — палеогеновый Сен-Готардский массив.

Баду [2, стр. 69] считает, что покров Низен, который, как предполагает автор настоящей статьи, занял свое место по отношению к другим элементам Предальп в палеогене, является самым последним в этой области, более молодым, чем покров Вильдхорн. Аргументируется это мнение так же, как и мнение о молодом возрасте покрова Моркле; сходным образом могут быть выдвинуты такие же возражения. Действительно, как объяснить попятное смещение основания движущегося клина после стадии *b* (возникновение покрова Вильдхорн) назад к основанию покрова Низен? Такое явление требует совершенно неопровержимых доказательств. Однако для иллюстрации движений в общем виде достаточно хорошо могут служить другие реперы Предальп.

глубину) серия локализованных срывов со складчатостью (вращение), а когда основание движущегося клина смещается на более глубокий уровень, весь осадочный чехол срывается и перекатывается по фронтальной зоне «прокатки». В свете общей картины такое представление выглядит более удовлетворительным и используется в модели кинематического развития (фиг. 6). Поскольку складчатость Юры имела место после раннего понта, возможно, она представляет одно из наиболее поздних движений неогеновой фазы, а если она причинно связана с движением покрова Моркле, последний также должен быть одной из самых поздних структур.

Кинематическая модель неогеновой орогенической фазы в Западных Гельветских Альпах и горах Юра. Основные принципы, кратко изложенные в предыдущем разделе, можно использовать для реконструкции в общем виде последовательности неогеновых движений (фиг. 6). На основании современных геометрических соотношений, взятых из профилей 3 и 4 к Генеральной геологической карте Швейцарии масштаба 1 : 200 000, в общих чертах описана приблизительная палинспастическая позиция к началу неогеновых движений (фиг. 2) (более детально она рассмотрена ниже). Затем происходило последовательное формирование клиньев, как показано на фиг. 4 и 5.

Зрительное представление легче получить, если фиксировать внимание на каком-то одном маркирующем элементе, который потом прослеживается на различных стадиях путем сравнения его последовательных относительных позиций с контрольной точкой фундамента, например с северным подножием массива Эгюий-Руж (*A* на фиг. 6). Таким маркирующим репером может служить фронтальная часть покрова Низен (*N* на фиг. 6). Сейчас она находится впереди всех Гельветских покровов и массива Эгюий-Руж. Для установления ее положения до неогена 1) разглаживают складки и надвиги гор Юра; при этом весь ансамбль Предальпийских и Гельветских покровов сдвигается назад на 20 км по отношению к контрольному пункту фундамента [12]; 2) отодвигают назад накладывающиеся друг на друга чешуи и надвиговые пластины Субальпийской молассы по крайней мере на 10 км [7] и 3) сдвигают назад еще на 20 км Предальпы, которые в настоящее время покрывают Субальпийскую молассу (величина фиксируется сжатием, измеренным в вынесших их вперед Гельветских покровах).

Разглаживание Гельветских покровов производят с учетом следующих положений:

1. Покров Моркле (сжатие около 20 км) давил в торец сорванной пластины Юры (фиг. 5). Следовательно, разглаживание Юры (20 км) автоматически возвращает покров Моркле на место без привлечения каких-либо дополнительных коррекций внутри соответствующего клина.

2. Для покровов Дьяблере и Вильдхорн, добавляющих еще примерно 30 км к ширине первичной зоны осадконакопления, было необходимо движение в основании и в кровле Субальпийской молассы. Так как величина надвигания в основании Субальпийской молассы может быть оценена примерно в 10 км, движение в кровле молассы и через ее первичный внутренний край дожно быть равно 20 км.

При этих операциях фронт палеогеновых Предальп и их контакт с несогласно перекрывающим их олигоценовым конгломератовым веером перемещаются ближе к середине массива Эгюий-Руж. Если не предполагать значительного сжатия в неогене, то маркирующий элемент Низен, как это показано на фиг. 6, *а*, оказывается выше зоны осадконакопления Вильдхорн.

Поскольку этот репер теперь располагается впереди толщи Гельветских покровов, основание первичного клина должно было выходить из фундамента южнее или в самой южной части первоначальной области Вильдхорн; отсюда начиналась зона срыва в Гельветском и в особенности в Ультрагель-

ветском флише в основании Предальп, пока она окончательно не выходила на поверхность перед фронтом Предальп (фиг. 6, *б*, надвиг *I*). В связи с фронтальной частью первичного клина, захватывающей внутренний край молассы, возникают некоторые специальные проблемы, которые мы рассмотрим ниже.

Базальный надвиг *I* (фиг. 6, *б*) смещает репер Низен к фронту области Дьяблере; базальный надвиг *II* (фиг. 6, *в*) создает покров Вильдхорн и смещает репер на область Моркле. Надвиг *III* (фиг. 6, *г*) — надвиг Дьяблере — смещает его далее в область Эгюий-Руж, а надвиг *IV* — надвиг Моркле — Юра — переносит его примерно в современное положение непосредственно к северу от массива Эгюий-Руж. После того как мы, прослеживая перемещения репера Низен, составили приблизительное представление о последовательности движений, необходимо кратко остановиться на нескольких дополнительных моментах.

Прежде всего коснемся соотношений между профилем, выбранным для фиг. 6, и профилем, расположенным восточнее Тунского озера (условное обозначение *2* на фиг. 1), где исчезают Предальпы и на их месте появляется Гельветская краевая цепь. В этой области также присутствуют реликты Предальпийских покровов, но вместо того чтобы располагаться впереди Гельветских покровов, они насажены на них. Согласно обсуждавшейся выше палеореконструкции, показанной на фиг. 6, *а*, они занимают примерно такое же положение по отношению к подстилающим Гельветским толщам, как и в конце палеогеновой фазы. В неогеновую фазу они пассивно перемещались на кровле Гельветских покровов. Для этого, очевидно, необходимо, чтобы все надвиги в этой области проходили главным образом у основания и внутри Гельветской толщи, тогда как на профиле I надвиги *I—III* на значительном расстоянии приурочены к основанию Предальп. Поэтому в районе Тунского озера должна существовать косая зона скалывания, где надвиги в основании юго-западных Предальп погружаются к северо-востоку, переходят по простиранию в надвиги в основании и внутри Гельветской толщи (в частности, в основании мела).

С этой поперечной зоной связаны и другие существенные изменения. Она, например, намечает приблизительное окончание покровов Моркле — Дольденхорн и Дьяблере (фиг. 1). В то же время появляется нормальный автохтонный разрез на вершине массива Гастерн — продолжении массива Эгюий-Руж, т. е. в области, служащей источником движений гор Юра [11]. Это означает, что базальный надвиг *IV* (Юрский надвиг) в этой области может связывать основание покрова Вильдхорн с базальным срывом восточной части Юры. Покров Вильдхорн, таким образом, принимает здесь на себя роль покрова Моркле. Почему так происходит — это вопрос трехмерной кинематики и динамики, находящийся за пределами темы настоящей статьи. Автор может только кратко отметить, что, по-видимому, определенную роль играли первичные фациальные различия: эвапориты триаса, предопределившие северную часть надвига *IV*, исчезают у линии, идущей на северо-восток от восточной части массива Гастерн и косо пересекающей Гельветскую область (фиг. 1). Аналогичным образом исчезает в этой области лейасовый прогиб, отложениями которого сложено ядро лежачей складки Моркле — Дольденхорн.

Особая проблема возникает в связи с субальпийской молассой (ср. фиг. 6, *а — г* и профили Генеральной геологической карты Швейцарии). Надвиговые чешуи в ней неизменно имеют более крутое падение, чем основание под молассовой впадиной; профили указывают на тектоническое срезание мощной молассы форланда обычно более тонкими чешуями Субальпийской молассы. Это затрудняет палинспастическую реконструкцию (фиг. 6, *а*). Общая ситуация обсуждалась выше: где-то в центральной части области Эгюий-Руж выходит наружу олигоценовая дельта и расширяется, дискор-

дантно накладываясь на границу Предальп. Основание чешуй в молассе обычно сложено морскими отложениями рупельского яруса, служившего, повидимому, горизонтом срыва. Более глубокие горизонты, включая «автохтонный» флиш нижнерупельского — верхнеэоценового возраста и переходные к молассе горизонты, оставались позади (см. [20, 28] для восточной Швейцарии).

Анализ пространственных соотношений заставляет предполагать, что фронтальные движения могли продолжаться в течение раннего олигоцена, хотя основная часть палеогеновой фазы к олигоцену завершилась. Вследствие этого, как показано на фиг. 6, *а*, конгломераты верхнего олигоцена, а, возможно, также более древние [8], во фронтальных Предальпах и у их основания несогласно располагаются на прокладке из смятого Ультрагельветского — Гельветского флиша, содержащего чешуи базального олигоценового песчаника Тавейан из чехла покрова Дьяблере. Такая картина, если она в каком-то отношении и неточна, вполне приемлема для данного уровня кинематических рассуждений.

Современный наклон чешуй олигоценовых конгломератов показывает, что они не только были надвинуты, но и повернуты по часовой стрелке (на профилях, где север располагается слева). При этом отложения «в кильватере» поворачивающейся молассы должны были растягиваться, а базальные слои олигоцена выдавливаться и выжиматься в основание молассы форланда. Форма некоторых антиклиналей «складчатой молассы» впереди олигоценовых чешуй указывает на существование ядра тектонического происхождения, сложенного средним олигоценом; Габихт [7] закартировал краевое поддвигание к северу от Субальпийской молассы в восточной Швейцарии. Следовательно, фронтальные структуры описываемых клиньев, поднимающихся к поверхности в Субальпийской молассе, нельзя даже схематически рассматривать как простые надвиги; на фиг. 6 показан механизм, включающий надвигание, вращение, растяжение, выдавливание и поддвигание.

Необходимо коснуться вопроса о складчатости покровов. Модель, изображенная на фиг. 6, представляет ее как результат неправильностей в основании клиньев. Вообще это результат движения, в которое вовлекаются массы под покровом. Существуют два основных случая таких движений: с доминирующей горизонтальной компонентой и с существенно вертикальной компонентой. Первый случай — это надвиг, и складчатость наползающего клина является результатом либо неправильностей основания, либо сжатия по крайней мере нижней части клина. Второй случай описывается «моделью Занфорда» [23], в которой сегмент коры вертикально выталкивается снизу и окаймляется флексурами, нарушенными сбросами. На фиг. 6, *е* массив Эгюий-Руж представлен как складка сжатия над сорванной пластиной коры, однако здесь могло играть роль и вертикальное поднятие [15].

Выводы. Роль силы тяжести в складчатости гор Юра определяется геометрией северного края Альп во время неогенового орогенеза. Палинспастические реконструкции обнаруживают ситуации, не благоприятствующие гравитационному скольжению в региональном масштабе. При создании упрощенной кинематической модели, связывающей горы Юра с неогеновой системой Альп, необходимо принимать во внимание очевидную роль сжатия основания. Результатом является движущийся клин с острым краем в форланде. Его основание состоит из сегментов зон срыва, связанных между собой косыми сколами или шарнирами лежачих складок. Эти клинья выталкиваются против силы тяжести, которая только локально вступает в действие как независимая сила. Горы Юра являются смятым передним краем одного из самых поздних клиньев. Его положение фиксируется унаследованной геометрией распределения устойчивых и ослабленных элементов. Изначально ослабленные элементы включают два главных компонента: 1) триасовые эвапориты, выклинивающиеся на востоке у регионального поднятия триа-

сового основания, и 2) поднятие дотретичного основания, окаймляющее Рейнско-Бресскую систему грабенов с юга и востока.

Эта картина, построенная по локальным данным, как оказалось, хорошо вписывается в орогеническую концепцию тектоники плит: клинья представляют собой поверхностные области малой плотности, содранные с более плотных остатков литосферы, которая под центральной частью орогена под собственной тяжестью погружается в мантию. Это, может быть, и есть главная роль силы тяжести в тектонике гор Юра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Aubert D.*, Le Jura et la tectonique d'écoulement, Bull. Lab. Géol. Minéral., Géophys., Musée Géol. Univ. Lausanne, **83**, pp. 1—20, 1945.
2. *Badoux H.*, La géologie de la zone des cols entre la Sarine et le Hahnenmoos, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. S., № 84, pp. 1—70, 1945.
3. *Büchi U. P., Lemcke K., Wiener G., Zimdars J.*, Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens, Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing., **32**, № 82, pp. 7—38, 1965.
4. *Collet L. W., Paréjas E.*, Géologie de la chaîne de la Jungfrau, Mat. Carte Géol. Suisse, N. S., № 63, 1931.
5. *Glangeaud L.*, Evolution morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène, Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, **229**, pp. 720—722, 1949.
6. *Goguel J.*, Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre, 2nd ed., Mém. Serv. à l'Expl. Carte Géol. Dét. France, Paris, Imprimerie Nationale, 1948.
7. *Habicht K.*, Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet, Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F., № 83, 1945.
8. *Holliger A.*, Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern), Eclog. Geol. Helv., **48**, pp. 79—97, 1955.
9. *Käch P.*, Zur Tektonik der Brigelserhörner, Eclog. Geol. Helv., **62**, pp. 173—183, 1969.
10. *Labhart T. P.*, Der Bau des nördlichen Aarmassivs und seine Bedeutung für die alpine Formungsgeschichte des Massivraumes, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **48**, pp. 525—537, 1968.
11. *Laubscher H. P.*, Die Fernschubhypothese der Jurafaltung, Eclog. Geol. Helv., **54**, pp. 221—282, 1961.
12. *Laubscher H. P.*, Ein kinematisches Modell der Jurafaltung, Eclog. Geol. Helv., **58**, pp. 231—318, 1965.
13. *Laubscher H. P.*, Geologie und Paläontologie, Tektonik, Verh. Natf. Ges., Basel, **78**, pp. 24—34, 1967.
14. *Laubscher H. P.*, Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens, Sci. Rep. № 27, Int. Upper Mantle Proj., Stuttgart, E. Schweizerbart'sche, 79—87, 1970a.
15. *Laubscher H. P.*, Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **50**, pp. 565—596, 1970b.
16. *Laubscher H. P.*, Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys, Geol. Rundschau, **60**, pp. 819—833, 1971a.
17. *Laubscher H. P.*, The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications, Am. J. Sci., **271**, pp. 193—226, 1971b.
18. *Lemcke K., Büchi U. P., Wiener G.*, Einige Ergebnisse der Erdölexploration auf die mittelländische Mollasse der Zentralschweiz, Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing., **35**, pp. 15—34, 1968.
19. *Lugeon M.*, Erläuterungen zu Blatt 19, Diablerets, Geol. Atlas d. Schweiz., Bern, A. Francke SA, 1/25 000, 1940.
20. *Lugeon M., Gagnebin E.*, Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes, Bull. Lab. Géol. Minéral., Géophys., Musée Géol. Univ. Lausanne, **72**, pp. 1—90, 1941.
21. *Pierce W. G.*, Jura tectonics as a décollement, Geol. Soc. Am. Bull., **77**, pp. 1265—1276, 1966.
22. *Reyer E.*, Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung, Leipzig, Wilhelm Englemann, 40 p., 1892.
23. *Sanford A. R.*, Analytical and experimental study of simple geologic structures, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 19—52, 1959.
24. *Scabell W.*, Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe (Berner Oberland), Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. N. F., № 57, pt. III, pp. 1—62, 1926.

25. *Schaub H. P.*, Geologie des Rawilgebietes, Eclog. Geol. Helv., 29, pp. 337—407, 1936.
26. *Steck A.*, Die alpidischen Strukturen in den zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs, Eclog. Geol. Helv., 61, pp. 19—48, 1968.
27. *Trümpy R., Bersier A.*, Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pélerin, Eclog. Geol. Helv., 47, pp. 119—166, 1954.
28. *Trümpy R.*, Die helvetischen Decken der Ostschweiz. Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer Kinematischen Analyse, Eclog. Geol. Helv., 62, pp. 105—142, 1969.
29. *Wohnlich H. M.*, Kleintektonische Bruch- und Fliess-deformationen im Faltenjura, неопубликованная диссертация, Базель.

Геологические карты

Генеральная геологическая карта Швейцарии масштаба 1 : 200 000:
Лист 1. Невшатель, 1944;
Лист 2. Базель — Берн, 1942;
Лист 3. Цюрих — Гларус, 1950;
Лист 5. Женева — Лозанна, 1946;
Лист 6. Сьон, 1942; Берн, Кюммерли и Фрей.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОРОГЕНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ АЛЬПАХ [1]

Р. Трюмпи [2]

Постановка проблемы. *Эпизодичность или непрерывность орогенических движений.* Несколько десятилетий назад геологи уделяли много внимания вопросу непрерывности или эпизодичности орогенических движений; он вызывает живой интерес и сейчас в связи с усилиями объяснить генезис складчатых поясов в свете модели тектоники плит. Полемику можно связать с именами двух крупных геологов. В 1924 г. Ганс Штилле опубликовал свою теорию эпизодичности и одновременности орогенических движений. Он полагал, что эти движения длились относительно короткое время, разделялись значительно большими периодами тектонического покоя и что эти орогенические фазы были синхронными по всему земному шару. Противоположную точку зрения высказал в 1949 г. Джеймс Гиллули в торжественном президентском адресе Американскому геологическому обществу. Он убедительно показал, что по крайней мере в некоторых хорошо документированных случаях складчатые движения продолжались в течение длительного промежутка времени и что невозможно выделить отдельные фазы.

Для оценки этих двух противоречивых представлений определенное значение имеет некоторый географический контроль: теория была очень серьезно воспринята в Восточной Европе, в Америке ее посчитали устарелой, а в Западной Европе большинство геологов используют названия фаз Штилле, не придавая им слишком большого значения.

[1] Мне посчастливилось провести много полезных дискуссий с коллегами в Швейцарии и за ее пределами; особенно ценной была помощь Э. Джегера в отношении оценки значения радиометрических данных. П. Бек-Маннаджетта, А. Гансер, К. Сю, П. Хунцикер, А. Дж. Милнс, Р. Обергаузер, С. Прей и Э. Венк читали рукопись или ее части на различных стадиях работы и дали много полезных рекомендаций. Рукопись была закончена в марте 1971 г.

[2] Швейцарский федеральный технологический институт, Цюрих, Швейцария.

Существует блестящий пример длительности тектонических деформаций. Он убедительно подтверждается вертикальными движениями и гравитационной реакцией на такие движения, а также некоторыми типами складок, формирование которых, по-видимому, обусловлено либо вертикальными движениями, либо крупномасштабными сдвиговыми движениями. В то же время при изучении многих горных цепей мы сталкиваемся с тем фактом, что на осуществление целого комплекса процессов, таких, как сдирание осадочного чехла, складчатость, надвигание, метаморфизм, внедрение гранитоидов, эрозия и трансгрессивное наложение посторогенных отложений, остается лишь очень небольшой промежуток времени. С позиций механики также часто трудно представить движения по плоскости надвига, повторяющиеся в течение продолжительного времени, особенно если некоторые сегменты этой плоскости становятся неактивными из-за складчатости, метаморфизма или внедрения гранитоидов.

Альпы. Проблема согласованности орогенических событий рассматривается здесь на основе данных по геологии Альп. Нет необходимости повторять, что Альпы не могут служить моделью для всех или хотя бы большинства других орогенических поясов, а представляют собой только один возможный вариант. Их преимущество заключается в том, что они в силу исторических причин изучались геологами значительно интенсивнее, чем другие аналогичные структуры.

Для изучения согласованности орогенеза Альпы не хуже и не лучше других складчатых систем. Крупным недостатком является интенсивное поднятие в Центральных Альпах, которое привело к денудации большей части синорогенных обломочных формаций внутри цепи. Кроме того, слаба палеонтологическая датировка части третичных формаций, окружающих Альпы. В то же время это же самое поднятие предоставляет блестящую возможность для изучения глубоких структур Альпийского сооружения. В нашем распоряжении находится огромный объем геологических данных, накопившихся в течение более чем столетних исследований; становится доступным большой и постепенно растущий объем радиометрических данных.

По Западным и Восточным Альпам недавно были сделаны два выдающихся обобщения: Дебельмаса [26, 27] и Оберхаузера [77]. Цель настоящей статьи — заполнить пробел между этими двумя исследованиями, т. е. описать центральный сегмент, или Швейцарские Альпы sensu lato.

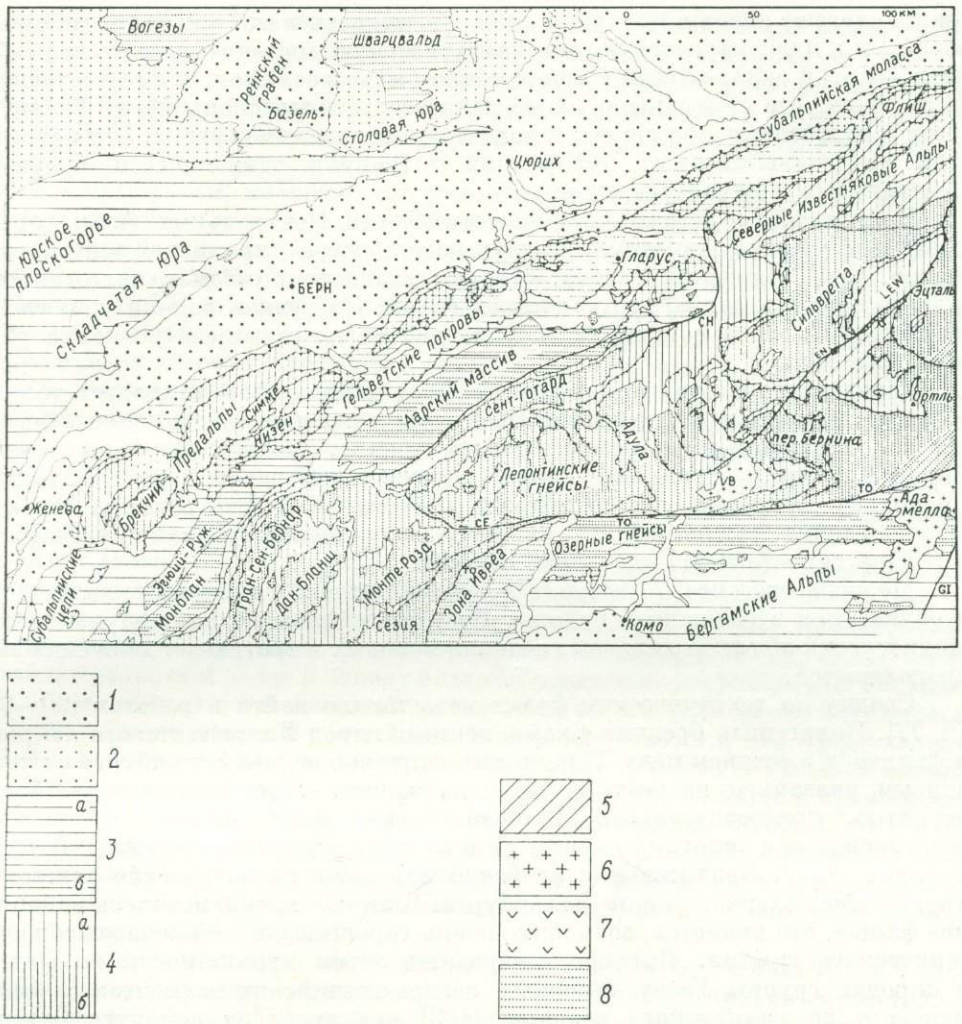
В связи с применявшимися методами упомянем лишь, что мы не чувствовали себя компетентными для построений, основанных на возрасте микротектонических деформаций. Многие данные имеют косвенный характер из-за редкости синорогенных отложений внутри цепи, и с каждым дальнейшим шагом рассуждений источники ошибок увеличиваются.

Альпы как сложный ороген. Несмотря на относительно небольшие размеры, Альпы являются геометрически и палеогеографически сложной горной цепью из-за значительного сокращения коры [1]. Представляется, что они также весьма сложны в отношении распределения деформаций во времени (фиг. 1). Смятие в складки и консолидация различных частей орогенического пояса происходили в несколько стадий, каждая из которых была сложной и охватывала некоторый промежуток времени. Эти эпизоды тектоники сжатия (по крайней мере два в позднем мелу, наиболее значительный в конце эоцена и два в течение неогена) разделялись относительно длительными периодами тектонического покоя, характеризовавшимися поднятием, эрозией и образованием крутых разломов.

К этому представлению об Альпах как о сложной горной цепи нас привело главным образом сравнение с Карпатами (обобщение см. в работе [1]).

---

[1] Схематический разрез через западную часть Швейцарских Альп можно найти в статье Лемуана, помещенной в данной книге (фиг. 4, стр. 211).— *Прим. ред.*



Фиг. 1. Карта Швейцарии, на которой показано время деформаций (основана на схеме А. Спичера и Р. Трюмпи, подготовленной для Международной тектонической карты Европы).

CE — разлом Чентовалли — Симплон; *CH* — зона разломов Бриг-Кур; *EN* — разлом Энгадин; *GI* — Юдикарийская зона разломов; *TO* — разлом Тонале (или Инсубрийский); *L.E.W.* — окно Нижний Энгадин; *VB* — гранитоиды Брегалья.
1 — моласса; *2* — эпиварисская платформа; *3* — неогенновые деформации (*а* — складки и чешуи, *б* — покровы); *4* — палеогеновые деформации (*а* — складки и чешуи, *б* — покровы); *5* — меловые деформации; *6* — палеогеновые гранитоиды; *7* — неогеновые вулканиты; *8* — варисские и более древние деформации (включая и варисские гранитоиды).

Центральные Карпаты складчатость и консолидацию испытали определенно в позднемеловое время; после этого они подвергались только глыбовым и вертикальным движениям. Неогеновые флишевые Карпаты, или Нео-Карпаты, сформировались много позже, когда вдоль северного края консолидированного блока Палео-Карпат возникла новая корневая зона или зона субдукции [1]. Пьенинский пояс клиппов может представлять собой поверхностное выражение такой внешней или вторичной зоны субдукции; палеогеографический анализ Пьенинских пород показывает, что эти изолированные

[1] Мы используем термин «субдукция» («subduction») более или менее в его первоначальном смысле (Verschluckung Ампферера), т. е. для обозначения увлекаемых вниз элементов коры. Существование зон поддвигания коры в Альпах может подразумевать и поддвигание литосферных плит на глубине, но этого нельзя наблюдать непосредственно.

чешуи слагают очень широкую и сложную область и что они были деформированы и в палеокарпатскую, и в неокарпатскую орогенические стадии [14]. Зона меловой складчатости Карпат может быть прослежена в юго-восточную часть Альп, где обнаружено много доказательств предконьякской складчатости и надвигания, так же как и позднемелового метаморфизма. Эти меловые (или «палеоальпийские») деформации затронули также части будущих Центральных и Западных Альп.

Деформация и метаморфизм основной части Центральных Альп, охватывающей Пеннинскую зону, западную часть Австро-Альпийской зоны и, возможно, Сен-Готардский массив, связаны главным образом с палеогеновой (или «мезоальпийской») орогенической фазой. Последняя заняла удивительно короткий отрезок времени — от начала позднего эоцена до конца раннего олигоцена.

Гельветские покровы на северной окраине цепи сформировались только во время поздней, миоцен-плиоценовой (или «неоальпийской») фазы. Севернее консолидированного мезоальпийского блока, вдоль современных долин Верхней Роны и Переднего Рейна, образовалась новая зона субдукции. Поскольку датировка неоальпийских деформаций в Центральных Альпах не очень точна, трудно решить, является ли раннеплиоценовая складчатость гор Юра самостоятельным актом или нет.

Меловой орогенез. *Восточные Альпы.* Сведения о меловой складчатости и надвигании в различных районах Восточных Альп появились уже давно, но дискуссия об относительном значении меловых и третичных движений еще продолжается.

Сводку по тектоническим фазам мела можно найти в работах [90—93, 76, 77]. Полигенная брекчия с компонентами пород Хальштаттского покрова и филлитов в нижнем мелу Тирольских покровов южнее Зальцбурга служит первым указанием на тектонические движения. «Предсеноманская» (более вероятно, предпозднеальбская) тектоническая фаза намечается угловым несогласием над пологими складками в нижних элементах Западных Известняковых Альп. Значительные альбские или даже позднеаптские движения проявлялись также в районе Зальцбурга. В это же время началось накопление флиша, что является, возможно, очень хорошим указанием на эпизод орогенического сжатия. Высокое содержание зерен хромшпинели во флише и породах группы Гозау северных австро-альпийских элементов от сеноманского до кампанского возраста [103] указывает на поднятие ультраосновных пород предположительно в самой южной части Пеннинской эвгеосинклинальной области.

Наиболее значительная меловая фаза складчатости и надвигания в Восточных Альпах предшествовала отложению группы Гозау (коньяк — нижний палеоцен; в некоторых бассейнах морское осадконакопление продолжалось и в эоцене). В более высоких элементах Северных Известняковых Альп, особенно к востоку от долины Инны, слои Гозау перекрывают складки и надвиги срыва, особенно относящиеся к более высоким «Ювавикским» покровам.

Предгозауская фаза хорошо лимитируется сверху (предконьякский возраст), но далеко не так хорошо снизу, поскольку в областях распространения формации Гозау отложения начала и средины верхнего мела встречаются редко. Однако в предгозаускую складчатость вовлечены слои по крайней мере раннеаптского возраста. Внутригозауские движения (особенно кампанские) также документированы; они должны были вызвать крупные изменения в палеогеографии Альп, поскольку довольно внезапно исчезает детрит ультраосновных пород (хромшпинель).

Меловые фазы в Восточных Альпах сопровождались метаморфизмом от зеленосланцевой до альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Rb/Sr-возраст слюд из юго-восточной части надвинутого массива Эцталь и из покрывающих его отложений триаса колеблется от 90 млн. до 77 млн. лет; аналогичные

значения получены восточнее окна Тауэрн [78, 83, 57]. Согласно радиометрическим определениям, возраст, вероятно, соответствует турону — сантону; сам метаморфизм может быть, по-видимому, несколько древнее. Мы предполагаем, что полоса мелового метаморфизма протягивается на запад в юго-восточную часть Граубюндена и в верховья Вальтеллины (?), но это не доказано.

Таким образом, меловая складчатость была отчетливо выражена в более южных частях Восточных Альп. Тольман [90] высказал даже предположение, что на Пеннинские покровы, обнажающиеся в окне Тауэрн, в раннем мелу уже были надвинуты Австро-Альпийские чешуи. Однако это весьма маловероятно [76, 77], так как формации флишевого пояса на северном краю Альп имеют, несомненно, пеннинское происхождение и должны представлять собой сорванную покрышку блестящих сланцев Тауэрн; эти формации содержат слои более позднего мела, а на их восточной окраине, в Венском лесу, они даже включают эоценовые отложения. В Граубюндене породы верхнего палеоцена, лежащие под Австро-Альпийскими надвиговыми пластинами, доходят на юге до Оберхальбштейна, а в окне Нижний Энгадин присутствие маастрихта доказано фаунистически [94], в то время как присутствие палеоцена можно по крайней мере предполагать.

Центральные и Западные Альпы. Проблема меловой складчатости в Западных Альпах — очень трудная проблема. В горах Деволюи в Дофине (Франция) интенсивные туронские складки имеют широтное простирание, располагаясь под прямым углом к миоцен-плиоценовым складкам [40]. В той же области и далее к западу описаны эоценовые (пиренейские) складки [33]. Возможно, что эта деволюйская орогеническая фаза распространялась на восток, во внутренние зоны Альп, и не исключено, что она представляет собой западное продолжение предгозауской складчатости. В крайней южной части Гельветской области маастрихтская толща Ванг (сланцы и кремнистые известняки) ложится несогласно на толщи от кампана до баррема, а в северных Ультрагельветских покровах — даже на верхнеюрские отложения. Эта кампанская фаза, очевидно, одновозрастна с внутригозауской складчатостью Восточных Альп, вызвавшей сильные воздымания, но не обязательно формирование настоящих складок.

Все другие указания на меловую складчатость в Пеннинских и Гельветских покровах очень неопределенны. Баду [7] подверг критике представления Люжона [65] о трансгрессивном залегании маастрихтского флиша Низен на перемещенных чешуях триасовых и юрских отложений. Штауб [86] высказал предположение, что верхнемеловой флиш переходит на покровы Шамс центрального Граубюндена. Современные исследования отчасти подтверждают эту точку зрения (Набхольц, личное сообщение).

Какая-то позднемеловая складчатость, возможно, и происходила в отдельных участках двух Пеннинских эвгеосинклиналей. Отложение флиша начинается в сеномане как в Пьемонтской геосинклинали (включая ее Лигурийскую ветвь), так и в более внешней Валлисской эвгеосинклинали. Флиш Симме и гельминтоидный флиш мелового возраста принадлежат среди прочих пород к первому фациальному поясу, а флиш Низен, Вегиталь, Претигау и Форарльберг — ко второму поясу. К концу мелового периода (кампан — маастрихт) область накопления флиша распространилась к северу, в юго-восточную часть бывшего Ультрагельветского континентального склона (меловая часть шлирового флиша и флиша Сардона).

Весьма вероятно, что типичный флиш накапливается в то время, когда в смежных областях развиваются сжимающие деформации. Меловая складчатость возможна для части Пьемонтского пояса, особенно для его крайней южной зоны (например, Ароза), которая должна была испытать движения сеноманской фазы (см. ниже), и для части Валлисского пояса; однако и о возрасте, и о характере этих нарушений мы имеем весьма неопределенные

представления. Виалон [100] высказал предположение, что в Пьемонтском поясе Западных Альп проявился меловой метаморфизм; однако имеющиеся данные очень недостоверны [1].

В то же время в Центральных и Западных Альпах существуют широкие зоны, в пределах которых интенсивный меловой диастрофизм не проявлялся; осадконакопление шло здесь более или менее непрерывно и согласно в течение всего периода. Это относится к Гельветско-Дофинейской области (за исключением маленького участка, охваченного деволюйской (туронской) и предвангской (кампанской) фазами складчатости) и к сложной Бриансонской «платформе», расположенной между Валлисской и Пьемонтской эвгеосинклиналями (представленной также в клиппах и в Брекчиевом покрове Предальп).

Значение радиометрических данных, указывающих на возраст порядка 180—110 млн. лет. Значения возраста по радиометрическим данным от 180 (± плинсбах) до 110 млн. лет (± апт — альб) были получены для разных областей Центральных Альп, включая Средние Пеннинские покровы Граубюндена [44] и Вале [47], а также зону Ивреа в Южных Альпах [67]. Некоторые из этих «юрских» и «меловых» возрастов можно считать явно смешанными, что обусловлено третичным нагреванием и разрушением герцинских гранитоидов и метаморфических пород (например, граниты Миттагфлю Аарского массива [50]). Для других значений такой легкий выход из положения неприемлем. «Мезозойские» возрасты получены главным образом для пород из фронтальных частей гнейсовых покровов. В работе Хенсона и др. [44] было высказано предположение, что это связано с их особой тектонической мобилизацией. Кажется более вероятным, что особая ситуация у фронтов покровов обусловлена тем, что они деформировались при более низких температурах, чем более внутренние участки тех же самых покровов. Пока мы должны учесть, что такие процессы, как кристаллизация, нагревание, охлаждение или раздробление, воздействовали на некоторые Пеннинские толщи в течение юры и раннего мела.

Все, что могут привнести в эту проблему полевые геологи, носит в основном негативный характер: в Западных Альпах отсутствуют фазы складчатости, которые могли бы попасть в этот отрезок времени. Существование плинсбахской складчатости в Гельветских покровах [79] было опровергнуто Баером [8]; предположение Набхольца [72] о лейасовом возрасте надвигания в нижних Пеннинских покровах Граубюндена основывается на сомнительных данных. Конечно, нет оснований исключать возможность складчатости; но положительные указания на нее отсутствуют, и в областях с хорошо установленной стратиграфией складчатость не может быть обнаружена.

К радиометрической эволюции альпийских пород могли иметь некоторое отношение следующие события:

1. В плинсбахе (около 180 млн. лет назад согласно геохронологической шкале фанерозоя, принятой в 1964 г.) произошло первое углубление геосинклинальных прогибов, начало океанических условий (ослабление коры?).

2. В позднем байосе или в бате (примерно 170—165 млн. лет назад) произошло какое-то еще не очень понятное событие, вызвавшее крупные изменения в пеннинской палеогеографии и обусловившее наличие флишеподобных включений в нескольких разрезах.

3. Между барремом и альбом (примерно 115—100 млн. лет назад) произошли излияния большей части офиолитов базальтового состава и, возможно, внедрение серпентинитовых тел.

---

[1] Данные недавно проведенных радиометрических исследований (Э. Джегер и др.) позволяют думать, что позднемеловые деформации в нижнем Австро-Альпийском, Пьемонтском, а возможно также в Валлисском поясах были сильнее, чем это предполагается здесь. (Сноска добавлена во время печатания книги.)

Палеоценовая «перестройка» и некоторые замечания о миграции флишевых прогибов. В крайней северной части Альпийской геосинклинали, на Гельветском миогеосинклинальном шельфе и сложном Ультрагельветском склоне, характер осадконакопления указывает на любопытное повторение тектонических циклов.

В собственно Гельветской области нижний мел представлен мелководными известняковыми и глинистыми фациями. Глауконитовые «конденсированные» толщи «Гольт» (верхний апт — нижний сеноман) маркируют изменение общих условий. Верхний сеноман — нижний кампан представлены пелагическими отложениями, известняками (формация Сивен), перекрывающимися сланцами (сланцы Амден). С маастрихтской толщи Ванг начинается накопление флишеподобных осадков. Далее к югу, в Ультрагельветских покровах Шлировом и Сардона, развит типичный маастрихтский флиш.

Этот верхнемеловой разрез (неритовые → конденсированные → пелагические фации → флиш) представляет нормальную эволюцию осадков, предшествующую орогенической деформации. Однако в палеоцене в Гельветских покровах вместо фазы складчатости происходит поднятие без каких-либо крупных тектонических событий. В конце раннего эоцена, среднего эоцена и в начале позднего эоцена с юга пришло мелководное море. В нем накапливались нуммулитовые известняки, кварцевые песчаники и глауконитовые породы с ассилинами, за которыми следовали глобигериновые сланцы и, наконец, снова флиш, на этот раз уже до конца. В Ультрагельветских покровах палеоценовые толстослоистые кварцевые песчаники вклиниваются между типичным маастрихтским и нижне-верхнеэоценовым флишем (кварциты Сардона чешуи Сардона и песчаники Губер Шлирового покрова).

Эта палеоценовая «перестройка» маркирует перерыв в эволюции геосинклинали. Автор считает такой перерыв признаком того, что меловые фазы складчатости не просто сменились палеогеновыми фазами, но что за ними последовал этап относительного тектонического покоя. Следующий акт «Альпийской драмы» начался только в эоценовое время.

Флишевое осадконакопление, по-видимому, развивалось как во времени, так и в пространстве не по простой и прямолинейной схеме. Не существует единой волны миграции флишевых прогибов. В сеномане накопление флиша началось как в южной части Пьемонтского пояса, так и в Валлисском поясе. В эоцене флиш достиг разделявшего их Брианconского, а также Гельветского поясов. Метод Вундерлиха [105], который определяет возраст флишевых покровов просто по возрасту флишевой формации, ошибочен.

Палеогеновый орогенез. *Датировка. Западные Альпы.* Палеогеновая (эоценовая и/или раннеолигоценовая) фаза, несомненно, является главным орогенезом во всей Пеннинской области, в части Ультрагельветского пояса, в западной и северной частях Австро-Альпийских покровов и в части Южных Альп. С этой фазой можно также связывать классический альпийский метаморфизм, хотя для части Австро-Альпийских покровов доказана, а для части Пеннинских эвгеосинклинальных поясов может предполагаться позднемеловая перекристаллизация.

Западные Альпы описаны в ряде блестящих работ [26, 27]. Современные очерки по структурной и палеогеографической эволюции можно найти в работах [11, 28].

Дебельмас подчеркивает существование предварительной позднепалеоценовой или раннеэоценовой фазы. Во многих тектонических элементах эта фаза подтверждается перерывом в осадконакоплении и может соответствовать только общему поднятию, связанному с палеоценовой «перестройкой». В других элементах время продвижения (гравитационного?) флишевых покровов, особенно покровов скольжения гельминтоидного флиша, устанавливается по возрасту наиболее молодых подстилающих толщ, присутствующих обычно также во флишевых фациях. Предполагается, что отложение флиша закон-

чилось с поступлением в бассейн пластин скольжения. Само по себе это предположение вполне правдоподобно, но оно может быть доказано только в исключительных случаях, когда подстилающий флиш переходит вверх в дикий флиш с глыбами и олистолитами из перекрывающего покрова. В ряде мест некоторый размыв нижних элементов мог предшествовать появлению верхних элементов; таким образом, они могли появиться значительно позже отложения последней из сохранившихся подстилающих толщ. Несмотря на эти оговорки, наложение экзотических пластин скольжения пьемонтского или более внутреннего (восточного) происхождения на породы, возраст которых колеблется от раннего эоцена на востоке до позднего эоцена на западе, вполне может быть принято как указание на гравитационные движения, которые последовали за общим поднятием самых восточных частей Альпийского сооружения. Мы ссылаемся главным образом на важную работу Керкхове [54].

В более внешней части Западных Альп существует область, для которой доказаны интенсивные деформации сжатия перед поздним эоценом. Это *таринская кордильера* (cordillère tarine) [9, 10], расположенная на краю Ультрадофинейской зоны. Флиш Эгюий-д'Арв, который датируется как верхний эоцен в своей верхней части и как средний эоцен — в нижней, трансгрессивно ложится на резко выраженные складки и чешуи более древних пород. Нижний предел возраста этой складчатости устанавливается неточно, однако поблизости имеются пелагические верхнемеловые известняки, так что, возможно, это палеоцен или ранний — средний эоцен. Широкое развитие грубого эоценового флиша в Ультрадофинейском и Ультрагельветском поясах Западных Альп указывает на одновременные поднятия, видимо связанные со складчатостью; таринская кордильера как раз и может быть тем поднятым участком, где действительно наблюдается трансгрессивное залегание флиша на складчатых структурах.

Во всяком случае, основные деформации Западных Альп происходили несколько позже — в конце эоцена и/или в начале олигоцена. Время этого мезоальпийского пароксизма в Западных Альпах установлено очень хорошо. Он охватил весь Пеннинский пояс, ультрапеннинские элементы на востоке и, возможно, часть Ультрадофинейского пояса на западе.

Нижний предел определяется возрастом самой молодой формации, сохранившейся в пределах пояса. Флиш Бриансонского пояса, несомненно, частью имеет среднеэоценовый (лютетский) возраст и может включать также низы верхнего эоцена; аналогичный возраст, как предполагают, имеют немые флишевые толщи гор Вануаз в Савойе. В Срединных Предальпах большая часть флиша имеет позднепалеоценовый и раннеэоценовый возраст, однако по крайней мере в одном месте найдены верхнелютетские фораминиферы [6, стр. 37]. Далее к западу располагаются крупные массивы верхнеэоценового (приабонского) флиша, однако неизвестно, появились ли они во время главного надвигания или только в процессе последующего гравитационного скольжения. Во всяком случае, мезоальпийский орогенез является постлютетским, возможно, постраннеприабонским.

Верхняя граница лучше всего документируется угловым несогласием в молассовых толщах Лигурии, на внутренней окраине Западных Альп [62, 64]. Отлагавшиеся поверх холмистого рельефа конгломераты срезают складчатые, надвинутые и метаморфизованные пеннинские породы. Конгломераты не содержат определимой фауны, но вверх постепенно переходят в морские пески и аргиллиты среднеолигоценового («рупельского» [1]) возраста;

[1] Рот [81] показал, что рупельский ярус по возрасту соответствует хаттскому. Использовать названия олигоценовых ярусов (и вообще ярусов третичного периода) следует с осторожностью. К сожалению, окружающие Альпы третичные формации содержат мало пелагической микро- и нанофауны или даже совсем ее не содержат, так что к ним еще не может быть применена современная зональная биостратиграфическая схема.

как полагают, конгломераты относятся к нижнему олигоцену (латторфскому или «саннуазскому» ярусу).

Таким образом, для мезоальпийского орогенеза остается очень маленький интервал времени — не больше, чем промежуток между поздним лютетом и ранним средним олигоценом, а более вероятно между ранним приабоном и поздним латторфом. Косвенные данные по небольшим третичным бассейнам Низких Альп (Дебельмас; см. также (20]) позволили ограничить деформацию еще более узкими пределами — первой половиной раннего олигоцена. Однако, учитывая степень развития третичной биостратиграфии, основанной на изучении бентосных фораминифер и макрофауны, следует, вероятно, избегать излишней сверхточности.

В этот очень короткий промежуток времени, соответствующий всего нескольким фораминиферовым зонам и не превышающий 6 млн. лет, должен уложиться сложный ряд событий. В этот период должны были произойти начальное (до фазы метаморфизма) сдирание осадочного чехла, складчатость, надвигание всего пояса (включая последние фазы попятного надвигания на восточной окраине Бриансонского пояса), метаморфизм, поднятие и эрозия.

Датировка. Центральные Альпы. В Пеннинской зоне центральной и восточной Швейцарии самые молодые из известных формаций имеют позднепалеоценовый или раннеэоценовый («илердский») возраст. Эоценовый флиш весьма распространен в Ультрагельветской — Гельветской области; в Гельветской области описаны внутриэоценовые разломы и складчатость [52, 16, 34]. Во всяком случае, основная деформация должна быть моложе самых молодых внутриальпийских отложений Пеннинской области (верхний лютет [1]; см. выше).

Данные об окончании пароксизма здесь более косвенные, чем в Западных Альпах, однако путем ряда умозаключений мы приходим к таким же выводам. Корнелиус [24] и Мильнс [70] показали, что доказательства основываются главным образом на данных по гранитам Брегалья (Бергель) и комплексу кварцевых диоритов («тоналитов»). В своей юго-западной (нижней) части это гранитоидное тело залегает более или менее согласно с Пеннинскими вмещающими гнейсовыми толщами и образует покровоподобную структуру [76, 102], тогда как на северо-восточном (верхнем) краю контакт имеет явно интрузивную природу и сечет границы покрова [43]. Таким образом, становление по крайней мере «магматической» части массива произошло после главного надвигания. Цирконы из моренных валунов дают по α-свинцовому методу возраст 25—30 млн. лет с ошибкой в широких пределах [42][2]. Значения возраста, определенные Rb/Sr-методом по биотиту ([51]; Джегер, личное сообщение), увеличиваются от юго-западной части гранитоидного массива (18—22 млн. лет) к его северо-восточной части (25—27 млн. лет). Эти величины определенно меньше значений, отвечающих этапу становления гранитного массива, и согласуются с возрастом биотита из вмещающих пород. Их, несомненно, нужно рассматривать как возраст остывания.

Гальки и крупные валуны гранитоидов Брегалья встречаются в молассе области Комо — Киассо у южного подножия Альп [62]. Самый нижний член молассы Комо содержит бедную фауну агглютинированных фораминифер и датируется [21, 22] ранним олигоценом по сопоставлению с разрезами соседних районов с более богатой фауной. Внизу следует мощная толща немых

[1] Породы среднеэоценового возраста также были обнаружены в флише Вегиталь из Валлисского пояса (Г. Кун, труды Цюрихского университета, в печати). (Сноска добавлена во время печатания книги.)

[2] Этот возраст впоследствии был подтвержден более детальными исследованиями [Джегер и др., в печати]. Он заставляет сомневаться в палеонтологической датировке молассы Комо; проводится ревизия фауны этой толщи. (Сноска добавлена во время печатания книги.)

конгломератов, которые в свою очередь перекрываются более песчанистыми и глинистыми слоями, содержащими бентосную микрофауну зоны *Uvigerina mexicana* (средний — поздний олигоцен). В основании толщи конгломератов найдены гальки кварцевых диоритов (тоналитов) и лейкократовых гранитов; в то же время крупные валуны типичных гранитов Брегалья появляются несколько выше [1]. Это может указывать на то, что массив Брегалья является поздним посттектоническим по отношению к главному надвиганию: до среднего олигоцена он внедрился, остыл, и эрозией на глубину нескольких (около 5?) километров была вскрыта толща перекрывающих его пород [2].

Сложность орогенических движений. В описываемой части Альпийского сооружения, испытавшей складчатые движения во время мезоальпийского орогенеза, очень короткий отрезок времени — самое большее несколько миллионов лет — был свидетелем чрезвычайно сложной последовательности тектонических событий и сопутствовавших изменений давления и температуры. Сюда следует включить и те области, которые уже подверглись некоторой деформации во время меловых (палеоальпийских) фаз или во время предварительных эоценовых движений.

Микротектонические исследования в различных частях Альп, как правило, устанавливают существование по крайней мере трех, а часто большего количества систем *s*-плоскостей и *l*-линейностей [18, 19, 69]. Работа по корреляции с крупномасштабными структурами и тем более со стратиграфически датированными орогеническими движениями в большинстве случаев еще только начинается, и до того, как можно будет попытаться перейти к синтезу, необходимо выполнить значительно больший объем работ [3].

При интерпретации мегаструктур также следует допускать сложные изменения механизма и видимого направления движения. Особенно запутанный и еще не вполне понятный пример представляют покровы Шамс центрального Граубюндена [89, 55].

Значительно легче расшифровать взаимоотношения Австро-Альпийских покровов несколько восточнее [2, 17].

Можно выделить пять моментов:

A. Развитие в породах основания и триасового чехла покровов Сильвретта складок юго-западного — северо-восточного простирания.

B. Главное движение Австро-Альпийских покровов (фаза гризонид Штауба).

C. Надвигание покрова Сильвретта с видимой западной компонентой (фаза тиролид Штауба). Плоскость надвига срезает структуры герцинского основания, так же как и складки A.

D. Смятие надвиговой плоскости C в складки с западно-юго-западным — восточно-северо-восточным простиранием осей.

E. Сдвиговые движения вдоль разлома Энгадин.

Фаза A может быть палеоальпийской или мезоальпийской, но фазы B и C определенно мезоальпийские, а фазы D и E, возможно, поздние мезоальпийские.

---

[1] Штауб [85], который сознавал значение трансгрессивности «Тонгрских» слоев в Лигурии, думал, что конгломераты Комо намного моложе.

[2] Венк (личное сообщение) указывал, что валуны в конгломератах Комо могут быть герцинскими гранитами из южной части покрова Тамбо близ Кьявенны, которые очень похожи на третичные граниты Брегалья. Это, однако, только усилило бы наши позиции, поскольку покров Тамбо занимает значительно более глубокую структурную зону, чем верхняя («магматическая») часть массива Брегалья.

[3] Изучив аналогичные структуры в покровах Гларус и в окне Нижний Энгадин, Фолль и др. [73, стр. 790] пришли к выводу, что эти две области деформировались в течение одного и того же акта или ряда актов. Это противоречит хорошо установленному различию времени деформации в этих двух регионах и может служить примером необоснованной экстраполяции изолированных наблюдений. Те же замечания относятся к работе Чаттерджи (см. [69]).

Метаморфические события также характеризовались сложным развитием. Во многих случаях можно установить начальную фазу метаморфизма высокого давления и низкой температуры, за которой следовала перекристаллизация при более нормальных *P-T*-условиях. Первую фазу можно сопоставить с более древней деформацией, однако она могла относиться к тому же самому эпизоду: быстрая нагрузка вызывает почти мгновенное повышение давления, тогда как для повышения температуры требуется значительно большее время.

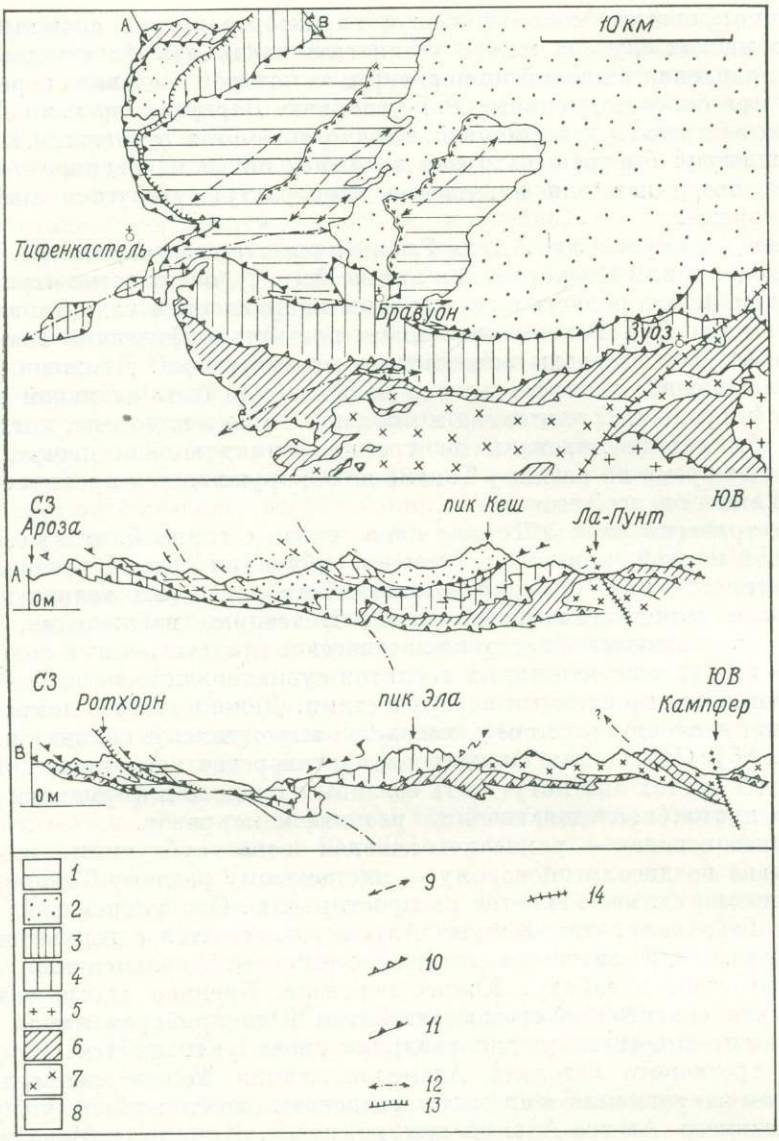
Последующие разломы. Линия Тонале и связанные с ней разломы. Большой разлом Тонале, или Инсубрийская линия (фиг. 1), очень четко ограничивает с юга Альпийскую область с ее северным направлением надвигания и метаморфизмом [25, 36]. Разлом явно имеет постметаморфический возраст, так как он сечет все изограды альпийского метаморфизма. Движения по этой зоне разлома слабо датированы; она должна была быть активной в течение позднего (и среднего?) олигоцена и миоцена, но не в плиоцене, когда Альпы в целом были снивелированы до уровня цепи довольно низких холмов. В настоящее время по разлому Тонале не обнаруживается признаков движения, и он является асейсмичным.

Геометрически разлом Тонале явно связан с главной, или мезоальпийской, зоной корней, или, скорее, с зоной субдукции Альп. В течение последних десятилетий этот пояс крутозалегающих гнейсовых толщ привлекает пристальное внимание исследователей. Некоторые наблюдения, по-видимому, не укладываются в простое классическое представление о зоне корней. Особенно затрудняло некоторых геологов существование закрытых складок с субвертикальными осевыми поверхностями. Даже крупный покров Монте-Роза по направлению к востоку, казалось, вырождался в складку подобного рода [15, 80]. Однако эти складки не противоречат концепции субдукции; в некоторых местах они могут быть связаны с поздней деформацией мезоальпийского цикла, последовавшей за развитием покровов.

Позднеэоценовая — раннеолигоценовая зона субдукции не вполне параллельна позднеолигоценовому — миоценовому разлому Тонале, и величина смещения сильно меняется по простиранию. Она умеренна на востоке, в районе Гайльталя, где Южные Альпы сочленяются с верхними австроальпийскими (или средними австро-альпийскими?) элементами, и постепенно возрастает к западу. Южнее перевала Бреннер австро-альпийские корни почти совершенно срезаются. Затем Юдикарийская линия смещает разлом к юго-юго-востоку, где различие снова уменьшается. От Димаро, севернее третичного батолита Адамелло, линия Тонале снова проходит в широтном направлении и срезает последовательно ближайшие чешуи Верхнего и Нижнего Австро-Альпийских покровов. В долинах Мера и Тичино разлом Тонале достигает максимальной амплитуды (с альпийским силлиманитом в северном и серицитом в южном крыле); породы основания возраста 16 млн. лет приходят в соприкосновение с породами основания возраста 300 млн. лет, а Лепонтинские (Нижние Пеннинские) гнейсовые покровы — с автохтонным основанием Южных Альп. Вертикальная амплитуда смещения должна быть не менее 15 км.

Весьма возможно, что здесь имело место и какое-то сдвиговое движение, но его значение и даже направление еще не ясны. Корни Австро-Альпийских и более верхних Пеннинских покровов совершенно срезаются [1]. К западу

[1] Нет оснований предполагать, что эти верхние элементы не покрывали поднятие Тичино (Тессин). Останцы Пеннинских и Австро-Альпийских покровов чехла располагаются вдоль Фирвальдштетского озера, как раз севернее кульминации, а молассовые конгломераты Риги содержат обильные гальки пород Ультрапеннинского (Симме) и Австро-Альпийских покровов. Поверхности изоград параллельны предполагаемой структурной поверхности позднеолигоценового времени; поперечное срезание границ покрова [101] не противоречит этому факту [75]. По-видимому, нет особой необходимости постулировать существование в районе Тичино «теплового купола». Явные термические вздутия про-



Фиг. 2. Карта и разрезы через Австро-Альпийские покровы центрального Граубюндена в восточной Швейцарии.

Верхние Австро-Альпийские покровы (*1—5*). Покров Сильвретта (*1—2*): *1* — пермь и мезозой; *2* — основание. Мезозой (*3—4*): *3* — покров Скарль — Шанф; *4* — покров Эла — Ортль. *5* — покров основания Ланглар — Кампо. *Нижние Австро-Альпийские покровы* (*6—7*): *6* — мезозой; *7* — основание. *8* — Пеннинские покровы; *9* — фаза *A* (ЮВ → С З), синклинали; *10* — фаза *B* (ЮЮВ → ССЗ), надвиги; *11* — фаза *C* (В → З), надвиги. Фаза *D* (± *C* → Ю) (*12—13*): *12* — синформы; *13* — надвиги. *14* — фаза *E* (правосторонний сдвиг), разлом Энгадин.

амплитуда разлома Тонале или Инсубрийского нарушения снова уменьшается, поскольку значительную часть движения осуществляется по разлому Симплон — Чентовалли (см. ниже). В Пьемонте, по-видимому, разлом Тонале входит в сам пояс субдукции, так как отложения с интенсивными альпийскими деформациями встречаются также к юго-востоку от него.

никающие в зоны относительно низкого давления, окружают только гранитоидный массив Брегалья. (Уже написав это примечание, автор получил очень важную статью Ниггли [74] и почувствовал облегчение, обнаружив,что взгляды ведущего петрографа более или менее подтверждают догадки наивного стратиграфа.)

Таким образом, мы различаем две отдельные, но, конечно, связанные области: более древнюю зону субдукции, сформировавшуюся около 39 млн. лет назад, и поздний, олигоцен-миоценовый пояс разломов, расположенный почти на том же месте, хотя местами и дискордантный. Как мы увидим ниже, такую же последовательность можно установить и для внешней миоценовой зоны субдукции. Следует обратить внимание на запаздывание во времени. Хотелось бы, конечно, отнести Инсубрийский разлом к коровым нарушениям, вызванным мезоальпийской субдукцией.

Два других разлома (или зоны разломов), по-видимому, подчинены линии Тонале. Один из них, линия Энгадин, проходит примерно в юго-западном — северо-восточном направлении из верхней долины Брегалья вдоль долины Энгадин. Это сложный правосторонний сдвиг с латеральным смещением до 15 км (впервые о нем было сообщено Биком; см. также Трюмпи, 1971), который смещает надвиговые плоскости Пеннинских и Австро-Альпийских покровов, а также зоны альпийского метаморфизма. На северо-востоке он переходит в поздний крутой дискордантный надвиг, по которому блок Эцталь надвинут на блок Сильвретта. Его юго-западное продолжение еще не изучено. По-видимому, должна существовать какая-то связь между разломом Энгадин и внедрением гранитоидного массива Брегалья, который занимает острый угол, образуемый разломами Энгадин и Тонале; оба события — и сдвиговое смещение, и внедрение гранитов — относятся к позднему мезоальпийскому этапу.

Другая зона разлома, линия Симплон — Чентовалли [12, 13], ответвляется от линии Тонале в долине Тичино (Тессин) и идет вначале на запад, а затем на северо-запад. Это также в основном постметаморфический разлом с правосторонней сдвиговой компонентой. Хунцикер [47] недавно проанализировал сложные движения вдоль постметаморфических нарушений, основываясь на смещении поясов с определенным возрастом минералов; это необычайно интересная попытка даже в том случае, если не все его выводы подтвердятся детальными полевыми исследованиями.

Радиометрический возраст, последующее поднятие и седиментация в области форланда. Rb/Sr-определения возраста по биотиту из Центральных Швейцарских Альп обычно дают значения 10—25 млн. лет; в зоне наиболее высоко метаморфизованных Лепонтинских гнейсов получены величины 16—18 млн. лет, а самые молодые возрасты характерны для пород расположенного северо-западнее Симплонского района. Возраст по мусковиту из тех же пород примерно на 8 млн. лет выше, чем соответствующий возраст по биотиту [51]. По общему мнению, этот существенно «миоценовый» возраст соответствует скорее моменту закрытия, стабилизации минеральной системы вследствие охлаждения до температуры около 300° (биотит) и 500° (мусковит), нежели крупному эпизоду деформации или перекристаллизации. С учетом среднего температурного градиента эти данные могут отвечать скорости поднятия и соответствующей скорости эрозии $\sim$0,6 мм/год. С помощью значительно более умозрительных рассуждений, основанных на измерениях теплового потока в туннелях, Кларк и Джегер [23] получили значение 0,4—1 мм/год. В современной Рейнской впадине Граубюндена скорость денудации равна 0,58 мм/год [49], так что порядок указанных цифр довольно правдоподобен. Оценка скорости денудации (Фюхтбауэр, 1964, стр. 222), основанная на накоплении молассы (1300 м за «хаттский» и аквитанский века), приведет нас к несколько меньшим значениям около 0,2 мм/год. При этом, однако, не учитывается материал, выносившийся на юг или вымытый из молассового бассейна.

Можно ожидать, что в областях со слабым региональным метаморфизмом, где минеральные системы стабилизировались во время кристаллизации или вскоре после нее, радиометрический возраст будет согласовываться с хронологией палеогеновых деформаций, определенной стратиграфическими

методами (поздний эоцен — ранний олигоцен, примерно 39 ± 3 млн. лет). Штейгер [87] по K/Ar-методу для меридионально ориентированных амфиболов из Сен-Готардского массива получил возраст около 46 млн. лет, тогда как амфиболы со случайной, беспорядочной ориентировкой дали обычные региональные значения 23—30 млн. лет. Хунцикер [47] получил среднюю величину 38 ± 2 млн. лет для 50 образцов фенгита и биотита из покрова Монте-Роза.

Отложение конгломератов в молассовом бассейне форланда началось в позднем олигоцене («хаттский» век) и продолжалось до позднего миоцена (тортонский, возможно, мессинский век). Накопилось несколько километров обломочного материала (до 6 км близ окраины Альп). Галька поступала из палеогеновых покровов — в западной и центральной Швейцарии в основном из ультрапеннинских элементов (связанных с покровами Симме и Дан-Бланш — Сезия), в восточной Швейцарии из Австро-Альпийских покровов. Галька из неогеновых Гельветских покровов не поступала до гельветского или тортонского веков и имеет подчиненное значение. Редкие гальки офиолитовых пород были обнаружены примерно у границы олигоцена и миоцена; в миоцене они встречаются чаще, и в более молодых молассовых формациях присутствуют гальки пород со все более высокой степенью альпийского метаморфизма [1].

Примечательна прекрасная согласованность диапазона возраста по радиометрическим определениям (30—11 млн. лет) и интервала накопления молассы (поздний олигоцен — поздний миоцен). Эти явления взаимосвязаны, поскольку они определяются поднятием горной цепи. Поднятие произошло после большого перерыва (5—10 млн. лет), последовавшего за деформацией сжатия (39 ± 3 млн. лет). Поднятие, по-видимому, продолжалось более или менее длительное время, тогда как складчатость заняла относительно короткое время.

Раньше большинство геологов [85, 95, 37] были склонны считать, что накопление грубых моласс происходило одновременно с пароксизмальными фазами в Альпах. Эта концепция ошибочна; накопление молассы связано не с самим пароксизмом, а с постпароксизмальным поднятием. (В этой связи необходимо упомянуть Корнелиуса [24, 25], который с самого начала стоял на правильной точке зрения.)

Отставание во времени отражает неизостатический или антиизостатический характер орогенических процессов, особенно если мы проведем сравнение с почти мгновенной реакцией нормальной коры на изменения нагрузки (например, современное поднятие Фенноскандии или Гренландии после стаивания вюрмско-висконсинского ледника).

Гравитационная тектоника после палеогенового орогенеза. Предальпийские покровы западной Швейцарии представляют собой один из лучших примеров гравитационных структур в Альпах [66].

Их обособление и начало движения (mise en marche), по-видимому, связаны с фазой сжатия; базальные поверхности надвигов срезают стратиграфические подразделения. Начало движения покровов из центральной части Альп [2] должно было произойти до начала метаморфизма, т. е. до конца раннего олигоцена. Формации Предальпийских покровов (Ультрагельветских

[1] Примечательная работа Дитриха [29] содержит неприемлемые выводы, поскольку он старается доказать, что все слабо метаморфизованные офиолитовые гальки поступали из участков современных выходов в покрове Платта долины Оберхальбштейн. Это прямо противоречит всему, что известно о скоростях прошлой и современной эрозии в Альпах. Обломки офиолитов в древни хмолассах могли поступать с западного продолжения Верхних Пеннинских покровов, располагавшихся выше современных Нижних Пеннинских покровов западного Граубюндена.

[2] В настоящее время принимается, что Предальпийский Срединный покров был «содран» с современного Среднего Пеннинского покрова Гран-Сен-Бернар, характеризующегося метаморфизмом от зеленосланцевой до альбит-эпидот-амфиболитовой фации.

покровов, а также покровов Срединных Предальп, гельминтоидного флиша и Симме) не метаморфизованы. Только в двух более поздних покровах — Низен и Брекчиевом (включая и экзотические чешуи на нем) — обнаруживается слабый метаморфизм. Логично поэтому сделать вывод, что обособление Предальпийских покровов, самые молодые формации которых имеют верхнелютетский возраст, произошло в фазу главной мезоальпийской орогении, между началом позднего эоцена и концом раннего олигоцена (см. также Фалло, 1956).

Последующее становление покровов (mise en place), по-видимому, в основном связано с гравитационным скольжением. У большинства элементов (в том числе и у покрова Низен, который формировался только во время неогенового орогенеза или после него) вдоль их тыловых (юго-восточных) краев видны структуры отрыва. Хронология этих гравитационных движений устанавливается очень хорошо. Предальпийские покровы перекрывают «красноцветную молассу», которая появляется в окне Валь-д'Илье; ее возраст геологи определяют как «хаттский», а по данным палеонтологии позвоночных — это среднестампийский ярус. С другой стороны, конгломераты Пелерин к северу от Женевского озера и перед фронтом Альп содержат обильные гальки покрова Симме и в меньшей степени гальки ультрагельветских элементов, которые, очевидно, выходили на поверхность на самой окраине позднеолигоценовых Альп [99, 31]. Размер галек показывает, что к этому времени (в «позднехаттском» веке, к концу олигоцена) Предальпийские покровы располагались поблизости и уже перекрывали отложения, вскрывающиеся в окне Валь-д'Илье.

Таким образом, мы можем считать, что гравитационное становление Предальп произошло в позднем олигоцене, около 30 млн. лет назад, т. е. значительно позже предшествовавших деформаций сжатия (примерно 39 млн. лет). Становление гравитационных покровов, накопление обломочных толщ форланда, а также данные по определению радиометрического возраста, датирующего время остывания, указывают на поднятие, вероятно, на ранние его стадии. Заслуживает внимания большой перерыв между складкообразованием и поднятием.

В восточной Швейцарии олигоценовый эпизод гравитационного скольжения иллюстрируется надвиганием Южно-Гельветских, Ультрагельветских и Пеннинских флишевых покровов на еще не смятые в складки будущие Гельветские покровы и пояс автохтона. Эти движения произошли после раннего олигоцена, поскольку в подстилающем Северо-Гельветском флише сохранились отложения этого возраста, например известные рыбные сланцы Гларус [1]. Однако верхняя возрастная граница не устанавливается так хорошо, как в более западных районах.

Позднее мезоальпийское продвижение Предальпийских покровов в долину Роны (между средним и поздним стампийским временем) побудило Штилле [88] выделить «гельветскую фазу». Некоторых авторов [91, 92] этот термин ввел в заблуждение; они предположили, что он означает дату деформации Гельветской зоны. Складчатость Гельветского пояса произошла определенно позже (поздний олигоцен — ранний плиоцен), чем «гельветская фаза», которая выразилась только в расползании верхних горизонтов мезоальпийского сооружения.

Неогеновый орогенез. *Гельветские покровы и внешняя зона субдукции.* Третий сегмент Альп охватывает в основном Гельветские покровы и автохтонные массивы основания (фиг. 1). Этот пояс, за исключением Сен-Готардского массива и его Ультрагельветского чехла, был едва затронут палеогеновым орогенезом; только местами в позднем эоцене возникли разломы

[1] Породы Гельветской зоны, особенно в Гларнских Альпах, слабо метаморфизованы (Фрей, 1968). Пока еще не ясно, обусловлен ли этот метаморфизм нагрузкой мезоальпийских покровов или он возник позже, во время неоальпийского орогенеза.

и подчиненная складчатость, Олигоценовые гравитационные пластины, происходящие из Ультрагельветской или более южной области, легли на довольно выровненную поверхность, которая раньше была слегка наклонена и, возможно, несколько эродирована. Складкообразование в Гельветских покровах не могло начаться раньше позднего олигоцена, в основном оно имеет миоценовый возраст [1]. В процессе миоценовой деформации Ультрагельветские пластины вели себя так, как будто бы они были самыми молодыми некомпетентными частями Гельветского комплекса [68].

Верхний предел возраста гельветской складчатости определяется не очень удовлетворительно. Гельветские покровы притыкаются к слоям Субальпийской молассы и перекрывают их; возраст молассы — поздний олигоцен и ранний миоцен (хаттский, аквитанский и проблематично бурдигальский). Контакт можно трактовать как эпиглиптический надвиг (которому предшествовал некоторый размыв молассы). Первые редкие гальки гельветского происхождения появляются с гельветского века [60]. Эти два шатких указания наводят на мысль о том, что главная гельветская фаза имела место (очень приблизительно) где-то около бурдигальского века. В то же время весь молассовый комплекс вплоть до отложений тортонского и, может быть, мессинского возраста испытал некоторое сжатие. Для этой неоальпийской фазы очень трудно установить более точный диапазон, чем просто «миоцен», во всяком случае в Швейцарии. По более восточным районам мы располагаем большей информацией.

Гельветская складчатость имеет сложный характер. Автор недавно сделал попытку проанализировать последовательность событий в Гларнских Альпах, где он выделил три фазы после постмезоальпийского скольжения Ультрагельветских покровов чехла: 1) начальная наложенная складчатость; 2) главная фаза надвигания и дальнейшее расщепление (digitation) покровов; 3) позднее поднятие с одновременными гравитационными явлениями. Фазы 1 и 2 представляют главный «неоальпийский» орогенез, тогда как фаза 3 произошла только спустя значительный интервал времени, когда часть перекрывающих толщ была удалена эрозией. Айртон [4], Лабхарт [56] и Шпёрли [84] показали, что гельветская деформация в других частях Гельветского пояса также была непростым процессом, хотя последовательность событий там не так сложна, как в «мезоальпийской» части Альп.

Гельветские покровы отчленились от сорванного чехла массива Тавеч, который потом был втянут во внешнюю зону субдукции между Аарско-Монбланским и Сен-Готардским клиньями основания [96]. В течение олигоцена центральная мезоальпийская цепь консолидировалась, и внутренняя, южная зона субдукции утратила активность. Поскольку в области Европейской континентальной плиты в миоцене возобновились нисходящие и направленные к югу движения, она была поддвинута под северный край этого консолидированного блока. С этим движением вполне может быть связано продолжающееся прогибание молассового бассейна.

Последующее поднятие, гравитационная тектоника и возникновение разломов. Хорошо известно, что поднятие внешних массивов (Эгюий-Руж/Монблан, Аарский) произошло только после складчатости и надвигания Гельветских покровов. Детали следует несколько уточнить, поскольку некоторые клинья основания сформировались уже во время самой складчатости [53]. Однако в целом несомненно, что изначально субгоризонтальные плоскости надвигания Гельветских покровов были позднее сводообразно изогнуты при поднятии кристаллических клиньев.

---

[1] Новые радиометрические определения возраста (Фрей и Шиндлер, в печати), по-видимому, показывают, что по крайней мере первые фазы еще попадают в пределы олигоцена. (Сноска добавлена во время печатания книги.)

Когда происходило это поднятие, мы точно не знаем. Большая современная высота горных массивов Монблан и Финстераархорн может означать, что это поднятие продолжалось и в плейстоцене.

В ходе этого поднятия были ремобилизованы древние надвиги и возникли новые. Проявление постумных, постпокровных деформаций во всем поясе Гельветских покровов не вызывает сомнения. В восточной Швейцарии они имеют характер гравитационных оползней и не обязательно свидетельствуют о сокращении коры [82, 84, 97]. Западнее, в Бернском нагорье, где позднее поднятие Аарского массива достигает максимальной интенсивности, сама поверхность основания Гельветских покровов смята в складки, а между Грюневальдом и Мейрингеном даже опрокинута.

Пеннинский покров Низен (фиг. 1) сформировался также в течение этой поздней неоальпийской фазы скольжения. Он двигался до более позднего времени, чем Гельветские покровы [5]. Во время его движения уже существовали поднятия Аарского массива и массива Монблан. Покров Низен сохранился только перед осевой (Вильдштрубель) депрессией между этими двумя массивами, но на своих юго-западном и северо-восточном окончаниях, где склон был круче, он продвинулся дальше. Другие Предальпийские покровы располагаются совсем по-иному: они в одинаковой степени развиты и перед поднятием Монблан, и перед депрессией Вильдштрубель.

Мы видели, что Тонале-Инсубрийский разлом образовался после палеогенового (мезоальпийского) орогенеза, примерно в области внутренней зоны субдукции. Аналогичное явление наблюдается вдоль северной миоценовой (неоальпийской) зоны субдукции. Молодые продольные разломы с сильным и поздним поднятием северных блоков и, возможно, со сдвиговой компонентой определяют долины Роны, Урзерена и Переднего Рейна между Мартиньи-Вилем и Куром. У Кура они отклоняются к северу вокруг погружающегося носа Аарского массива. Существенно, что эти разломы еще не совсем мертвые: они характеризуются некоторой сейсмической активностью (были описаны позднеплейстоценовые или раннеголоценовые разломы, смещающие местные морены [48, 30]).

Горы Юра. Возраст складчатости гор Юра установлен достаточно хорошо. Образование разломов, связанных со структурой Рейнского грабена, началось в позднем или, возможно, в среднем эоцене; оно продолжалось в течение всего олигоцена и в раннем миоцене. Этим олигоценовым разломам подчинены некоторые пологие складки. В миоцене продолжала развиваться мелкая локальная складчатость; она может быть интерпретирована как реакция на основную деформацию Гельветского пояса. Все эти нарушения еще не связаны с общим срывом осадочного чехла, характерным для главной фазы складчатости. Складчатость Юры определенно моложе ее самых молодых молассовых формаций, т. е. постмессинская. Ранее предполагали, что можно выделить две фазы: одну до понта, а другую после него. Лаубшер [58], однако, показал, что вся складчатость гор Юра произошла после понта. Линигер [61] путем тщательного анализа слабо обнаженных и недостаточно хорошо датируемых отложений на северо-западной окраине Юры установил, что за первой слабой постпонтской складчатостью последовала главная (виллафранская) фаза, имевшая место после среднего плиоцена и перед ранним плейстоценом. Хотя Линигер привлекает много косвенных данных, его доказательства вполне убедительны.

Соотношения во времени между гельветской складчатостью и складчатостью гор Юра еще неясны, поскольку первая плохо датирована. В Гельветском поясе поздние (послепокровные) складки наблюдаются только западнее долины Рейса [84]. Поскольку эта долина располагается как раз напротив восточного окончания Юрского складчатого пояса, можно предположить, что эти постумные складки одновременны со складчатостью Юры. Поднятие Аарского массива к востоку от долины Рейса могло быть целиком изостати-

ческим, тогда как к западу от этой долины, по-видимому, проявлялось сжатие. Во всяком случае, в Французских Субальпийских цепях очевидно существование двух фаз: одной до понта, а другой после него [41].

В результате юрской складчатости породы мезозойского чехла испытали сокращение на 15—20 км, в то время как подстилающий фундамент остался ненарушенным. В связи с тем, что глубинное строение Швейцарии сейсмическими методами почти не изучалось, мы не знаем, где искать соответствующее сокращение кровли фундамента. Наиболее вероятно, что небольшая поздняя («эпиальпийская») зона субдукции может располагаться севернее и ниже внешних массивов основания; последние в этом случае могли бы представлять собой край консолидированного блока плиоценовых Альп. Между прочим, Альпы были размыты до низких холмов в момент юрской складчатости; их современная морфология по существу связана с позднеплиоценовым — раннеплейстоценовым поднятием, которое было наиболее сильным в сегментах, обращенных к горам Юра и северной половине внешней зоны Французских Альп.

Выводы. Временна́я последовательность орогенических событий в Центральных Альпах может быть представлена следующим образом (ср. фиг. 3):

1. Главный герцинский орогенез перед поздним намюром («судетская» фаза), примерно 310 млн. лет назад.

2. Позднегерцинский диастрофизм в перми, местами приведший к внедрению крупных гранитных тел; пермский вулканизм.

3. В течение триаса — начало геосинклинального прогибания (в Юго-Восточных Альпах, возможно, с поздней перми).

4. С ранней юры (плинсбах) прогрессирующее усиление прогибания, ведущее к появлению глубоководных условий. Формирование разрывов растяжения на границах прогибов и платформ.

5. Океаническая стадия в течение средней и поздней юры, а также раннего мела; становление офиолитов между поздней юрой и альбом.

6. Между альбом и маастрихтом «палеоальпийская» складчатость и надвигание в несколько эпизодов. На северо-востоке сильная складчатость и надвигание, сопровождавшееся метаморфизмом. В двух эвгеосинклиналях деформации и накопление флиша, начинающиеся на южных краях каждой из них и мигрирующие на север (фиг. 3).

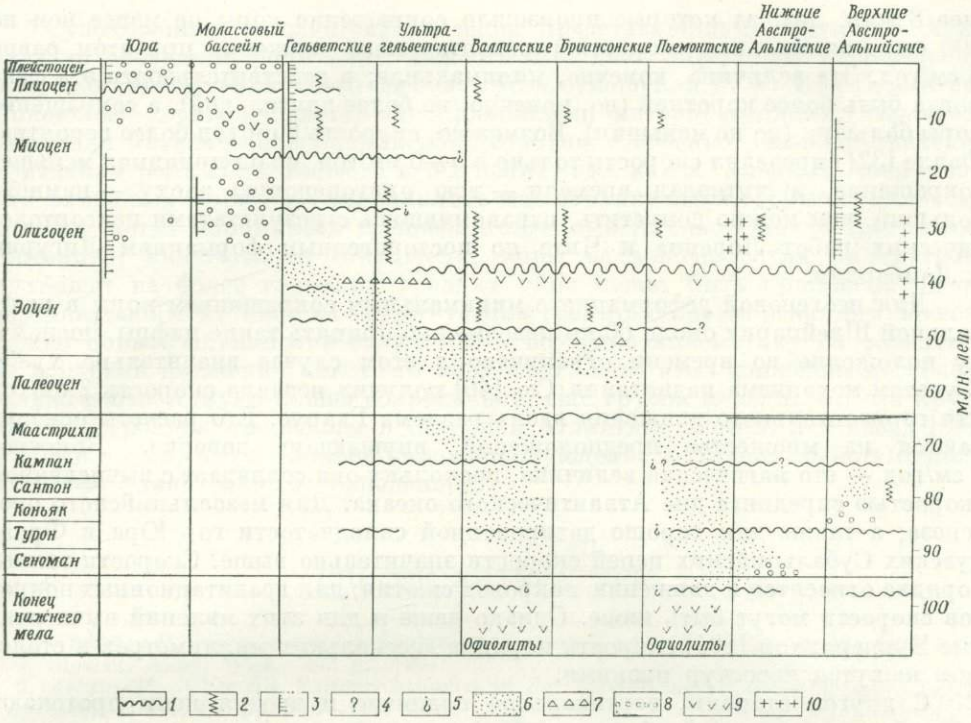
7. Палеоценовая «перестройка», стадия относительного покоя и общего поднятия в раннем палеоцене. Возможно, ей сопутствовало в какой-то мере гравитационное скольжение.

8. Незначительная складчатость и гравитационное скольжение между поздним палеоценом и поздним эоценом.

9. Главная «мезоальпийская» деформация между концом позднего эоцена и концом раннего олигоцена. Завершение флишевой седиментации. Основная фаза альпийского метаморфизма, с которым совмещалось во времени и за которым следовало внедрение периадриатических гранитоидных плутонов; возникновение разлома Тонале. Укорочение коры по крайней мере на 300 км.

10. Средний и поздний олигоцен: постпароксизмальное поднятие Мезо-Альп. Гравитационные покровы (в основном Предальпийские покровы и Пеннинские флишевые покровы) вдоль северного края. Движение по разломам Тонале, Энгадин и Чентовалли (продолжающееся в миоцене). Остывание Среднего и Верхнего Пеннинских покровов и Сен-Готардского массива. Начало накопления молассы.

11. Поздний олигоцен и миоцен: «неоальпийский» орогенез (Гельветский пояс); внешняя зона субдукции. Возможно, деформации в северной части мезоальпийского блока. Продолжающееся поднятие в Центральных Альпах (остывание Лепонтинского гнейсового региона) и продолжающееся накопление молассы.



Фиг. 3. Последовательность альпийских орогенических событий.

Попытка представить орогенические события в Центральных Альпах на диаграмме. Читатель не должен заблуждаться относительно довольно стройной формы этой предварительной схемы; следует помнить, что отдельные ее части слабо обоснованы!
1 — складчатость сжатия; *2* — гравитационное скольжение; *3* — формирование разломов; *4* — наличие деформаций недостоверно; *5* — время деформаций недостоверно; *6* — флиш; *7* — дикий флиш; *8* — конгломераты молассового типа; *9* — вулканизм; *10* — внедрение интрузий.

12. Поздний миоцен и понт: постпароксизмальное поднятие внешних массивов основания с некоторым проявлением гравитационных движений. Роно-Рейнская зона разломов (продолжающая развиваться до голоцена включительно). Поздняя моласса к северу от Альп; наиболее поздний возраст остывания (Симплонский район).

13. Плиоцен: выравнивание Альп; интенсивная седиментация на Итальянской равнине. Складчатость в горах Юра.

14. Поздний плиоцен и плейстоцен: возобновление поднятия Центральных и Западных Альп.

Таким образом, получается довольно сложная картина; некоторые части ее ясны, а другие довольно запутаны. Когда автор приступил к сбору информации о распределении орогенических проявлений во времени, он начал как убежденный последователь Гиллули, но, к собственному удивлению, закончил умеренным штиллеанцем. Деформации сжатия, по-видимому, происходили в течение четких, относительно коротких периодов; поднятие и эрозия следовали спустя значительный интервал времени. Сжимающие движения производят впечатление эпизодических, тогда как вертикальные, сдвиговые и гравитационные движения являются более или менее продолжительными. Это относится и к складчатости, порождаемой этими движениями.

По крайней мере в Альпах движения, включающие сокращение коры, кажутся скорее периодическими, чем продолжительными. Главная палеогеновая (мезоальпийская) деформация потребовала очень небольшого промежутка времени; она едва ли могла начаться раньше начала позднего эоцена и закончилась перед концом раннего олигоцена. Это составляет самое боль-

шее 8 млн. лет, за которые произошло сокращение коры не менее чем на 300 км; минимальная скорость горизонтального движения при этом равна 4 см/год. Эта величина, конечно, минимальная; в действительности эта фаза могла быть более короткой (но, конечно, не более длительной), а сокращение коры большим (но не меньшим). Возможно, скорость 6 см/год более вероятна. Фалло [32] определял скорости только в 5—6 мм/год, но он принимал меньшее сокращение, а интервал времени — всю олигоценовую эпоху — намного больший, чем можно допустить, ознакомившись с результатами палеонтологических работ Лоренца и Чита по посторогенным формациям Лигурии и Ломбардии.

Для неогеновой деформации с минимальным сокращением коры в центральной Швейцарии около 60 км невозможно принять такие цифры, поскольку положение во времени ограничено в этом случае значительно хуже. С учетом механизма надвигания Сю [46] получил недавно скорость 2 см/год для горизонтального движения вдоль разлома Гларус. Его расчеты основываются на множестве предположений, внушающих доверие. Конечно, 2 см/год — это магическая величина, поскольку она совпадает с вычисленной скоростью спрединга дна Атлантического океана. Для мезоальпийского орогенеза, а также для хорошо датированной складчатости гор Юра и Французских Субальпийских цепей скорости значительно выше. Скорости такого порядка относятся к движению покровов сжатия; для гравитационных покровов скорости могут быть ниже. Однако даже и для этих явлений вычисленные Вундерлихом [104] скорости порядка «нескольких миллиметров в столетие» кажутся чересчур низкими.

С другой стороны, вертикальное поднятие и эрозия цепи протекают со скоростью около 0,5—1 мм/год. Цифры получаются аналогичные независимо от того, на чем они основаны: на современной скорости денудации, скорости накопления молассы, данным по тепловому потоку или очевидным различиям в возрасте метаморфических минералов.

Существенная часть деформации Альпийского сооружения происходила на глубине. Ей не предшествовало и за ней не следовало развитие морфологически выраженных вздутий. Даже при тщательном анализе стратиграфии окружающих территорий за период, непосредственно предшествовавший деформации сжатия, мы не в состоянии найти место для геотумора, с которого могли бы соскальзывать покровы. Следует подчеркнуть, что обнаружено очень мало обломочных формаций, соответствующих главной складчатости Альп конца позднего эоцена и/или начала раннего олигоцена, а те, что нам известны — Северо-Гельветский флиш и песчаники Тавейан,— формировались скорее за счет андезитовых и базальтовых вулканов, чем за счет развивавшихся покровов. Явно синорогеническими могут быть лишь отложения дикого флиша.

Поднятие происходило только после деформации сжатия и часто спустя несколько миллионов лет. Оно сопровождалось образованием сбросов и сдвигов, главным образом вблизи бывшей зоны субдукции. Радиометрические возрасты и накопление обломочных пород молассы отражают поднятие, а не саму складчатость.

Это последующее (субсеквентное) поднятие породило гравитационное скольжение поверхностных сорванных покровов. Гравитационное становление Ультрагельветских и Предальпийских покровов происходило в среднем и позднем олигоцене, значительно позже главного позднеэоценового/раннеолигоценового орогенеза. Последняя фаза скольжения Гельветских покровов имела место только во время и после постпокровного поднятия Аарского массива. Резкое различие между синхронными быстрыми деформациями сжатия и последующими гравитационными явлениями, растянувшимися на более длительный промежуток времени, первым подчеркнул, вероятно, Гланжо [39].

Существенное воздействие на наши представления о структуре Альп оказало осознание роли силы тяжести как движущей силы перемещения покровов; необычайно много сделал в этом отношении Р. У. Ван Беммелен. Покончено с упрощенными, однопричинными интерпретациями, характерными для классической альпийской геологии. Особенно очевидно значение признания роли силы тяжести в тех цепях, где, как в Северных Апеннинах или флишевых Карпатах, сохранились еще верхние структурные комплексы, которые могут напоминать среднеолигоценовые Альпы. Однако «реальная» тектоника, включающая сокращение коры на многие сотни километров, протекает на более глубоких уровнях и не может быть приписана одной вертикальной тектонике и сопутствующим гравитационным реакциям. Невозможно понять альпийские структуры и особенно кинематику их развития, не допуская движения какого-то вида плит, хотя эти движения не обязательно соответствуют нашей современной, еще грубой модели. То, что крупная пертурбация произошла в Северной Атлантике 39 млн. лет назад [59], в то же время, что и главное коровое сокращение в Альпах, действительно является удивительным совпадением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andrusov D.*, Geologie der tschechoslowakischen Karpaten, Berlin, Akad.; Bratislava Slowak. Akad. Wiss., 263 p., 1964.
2. *Arbenz P.*, Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens, Eclog. Geol. Helv., **16**, pp. 116—119, 1920.
3. *Arbenz P.*, Die helvetische Region, Geol. Führer Schweiz., Basel, Wepf, 2a, pp. 96—120, 1934.
4. *Ayrton S.*, Déformations des séries autochtone et helvétique au SE du massif du Mont Blanc, Eclog. Geol. Helv., **62**, pp. 95—104, 1969.
5. *Badoux H.*, La géologie de la Zone des Cols entre la Sarine et le Hahnenmoos, Mat. Carte Géol. Suisse, N. S., **84**, 70 p., 4 pls., 1945.
6. *Badoux H.*, Géologie des Préalpes valaissannes (Rive gauche du Rhône), Mat. Carte Géol. Suisse, N. F., 113, 78 p., 1962.
7. *Badoux H.*, Les Klippes Niesen du Chamossaire (Alpes vaudoises), Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., **70**, № 332, 6 p., 1970.
8. *Baer A.*, L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar (Relations du socle avec la couverture), Bull. Soc. Neuchâteloise Sci. Nat., **82**, pp. 5—160, 1959.
9. *Barbier R.*, Les zones ultradauphinoise et subbrianconnaise entre l'Arc et l'Isère, Mém. Carte Géol. Fr., 291 p., 7 pls., 1948.
10. *Barbier R.*, L'importance de la tectonique «anténummulitique» dans la zone ultradauphinoise au N du Pelvoux: la Chaîne arvinche, Bull. Soc. Géol. Fr., **6**, pp. 355—370, 1956.
11. *Barbier R. and others*, Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes Occidentales entre Savoie et Méditerranée, in Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, Paris, Soc. Géol. France, **2**, pp. 331—375, 1963.
12. *Bearth P.*, Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolatales, Eclog. Geol. Helv., **49**, pp. 267—278, 1956a.
13. *Bearth P.*, Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen, Eclog. Geol. Helv., **49**, pp. 279—289, 1956b.
14. *Birkenmajer K.*, Pre-Eocene fold structures in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) of Poland, Stud. Geol. Polonica, **31**, 77 p., 1970.
15. *Blumenthal M. M.*, Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona zwischen der Walliser Grenze und dem Locarnese, Eclog. Geol. Helv., **45**, pp. 220—262, 1952.
16. *Brückner W.*, Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz, Eclog. Geol. Helv., **38**, pp. 315—328 (1945), 1946.
17. *Cadisch J., Leupold W., Eugster H., Brauchli R.*, Geologische Untersuchungen in Mittelbünden, Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich, **64** (Heim-Festschrift), pp. 359—417, 1919.
18. *Chadwick B.*, Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, Central Switzerland, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, pp. 1123—1150, 1968.
19. *Chatterjee N. D.*, The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy, Geol. Rundschau, **51**, pp. 1—72, 1961.

20. *Chauveau J. C., Lemoine M.*, Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord), Bull. Carte Géol. Fr., **264**, pp. 79—157, 1961.
21. *Cita M. B.*, Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo: Sintesi stratigrafica della gonfolite, Riv. Ital. Pal. Strat., **63**, pp. 79—157, 1957.
22. *Cita M. B.*, Litofacies e biofacies della Gonfolite Lombarda, Boll. Soc. Geol. Ital., **77**, pp. 39—48, 1958.
23. *Clark S. P., Jäger E.*, Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data, Am. J. Sci., **267**, pp. 1143—1160, 1969.
24. *Cornelius H. P.*, Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, **137**, pp. 541—562, 1928.
25. *Cornelius H. P., Furlani-Cornelius M.*, Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass, Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, pp. 207—301, 1930.
26. *Debelmas J.*, Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes, Trav. Lab. Géol., Grenoble, pp. 125—171, 1963a.
27. *Debelmas, J.*, Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes, Geol. Rundschau, **53**, pp. 133—153, 1963b.
28. *Debelmas J., Lemoine M.*, The Western Alps: Palaeogeography and structure, Earth-Sci. Rev., **6**, pp. 221—256, 1970.
29. *Dietrich V.*, Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Mollasse, ein petrographischer Vergleich, **1**, Berne, Europ. Hochschulschriften, Reihe 17, Erdwiss., 179 p., 1969.
30. *Eckardt P. M.*, Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen, Diss. Univ. Zürich, 96 p., 1957.
31. *Elter G., Elter P., Sturani C., Weidmann M.*, Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s. l. des Préalpes romandes et chablaisiennes, Arch. Sci., Genève, **19**, pp. 279—378, 1966.
32. *Fallot P.*, Le problème de l'espace en tectonique, Festschrift Ernst Kraus, Berlin, Akademieverlag, Kl. III, **1**, pp. 48—58, 1960.
33. *Flandrin J.*, Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies, Bull. Soc. Géol. Fr., **7**, pp. 376—386, 1966.
34. *Frei R.*, Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen, Zürich, Schmidberger und Müller, 175 p., 1963.
35. *Frey M.*, Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., **137**, pp. 11—298, 1969.
36. *Gansser A.*, The Insubric Line, a major geotectonic problem, Schweiz. Min.-Petr. Mitt., **48**, pp. 123—143, 1968.
37. *Gasser U.*, Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern), Geologie und Sedimentologie, Eclog. Geol. Helv., **61**, pp. 230—319, 1968.
38. *Gilluly J.*, The distribution of mountain building in geologic time, Geol. Soc. Am. Bull., **60**, pp. 561—590, 1949.
39. *Glangeaud L.*, Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et d'Atlas nord-africain, Bull. Soc. Géol. Fr., **6**, pp. 876—891, 1956.
40. *Glangeaud L., l'Albissin M.*, Les phases tectoniques du NE du Dévoluy et leur influence structurologique, Bull. Soc. Géol. Fr., **8**, pp. 675—688, 1958.
41. *Goguel J.*, Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var, Mém. Carte Géol. France, **35**, 360 p., 1936.
42. *Grünenfelder M., Stern T. W.*, Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs, Schweiz. Min.-Petr. Mitt., **40**, pp. 253—259, 1960.
43. *Gyr T.*, Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs, Diss. Eidgen. Techn. Hochschule, Zürich, 125 p., 1967.
44. *Hanson N. G., Grünenfelder M., Soptrayanova G.*, The geochronology of a recrystallized tectonite in Switzerland — The Roffna-gneiss, Earth Plan. Sci. Lett., **5**, pp. 413—422.
45. *Harland W. B., Gilbert S. A., Wilcock B.*, eds., The Phanerozoic time-scale (Symposium A. Holmes), London, Geol. Soc., 458 p., 1964.
46. *Hsü K. J.*, A preliminary analysis of the statics and kinetics of the Glarus Overthrust, Eclog. Geol. Helv., **62**, pp. 143—154, 1969.
47. *Hunziker J. C.*, Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps, Eclog. Geol. Helv., **63**, pp. 151—161, 1970.
48. *Jäckli H.*, Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden), Eclog. Geol. Helv., **44**, pp. 332—337, 1951.
49. *Jäckli H.*, Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes, Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften, Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Ser., **36**, 131 p., 1957.
50. *Jäger E., Faul H.*, Age measurements on some granites and gneisses from the Alps, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 1553—1558, 1959.
51. *Jäger E., Niggli E., Wenk E.*, Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., **134**, 67 p., 1967.
52. *Jeannet A.*, Geologie der oberen Sihltaler-Alpen (Kanton Schwyz), Ber. Schwyz. Natf. Ges., **3** (1938/41), pp. 3—24, 1941.
53. *Käch P.*, Zur Tektonik der Brigelserhörner, Eclog. Geol. Helv., **62**, pp. 173—183, 1969.

54. *Kerckhove C.*, La «zone du Flysch» dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales), Géol. Alpine, **45**, 202 p., 1969.
55. *Kruysse H.*, Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden), Eclog. Geol. Helv., **60**, pp. 157—235, 1967.
56. *Labhart T. P.*, Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs, Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg (Gadmental) der Kraftwerke Oberhasli AG, Eclog. Geol. Helv., **59**, pp. 803—830, 1966.
57. *Lamber R., St.-J.*, A Potassium-Argon Study of the margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria, Eclog. Geol. Helv., **63**, pp. 197—205, 1970.
58. *Laubscher H. P.*, Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung, Eclog. Geol. Helv., **55**, pp. 1—22, 1962.
59. *Laughton A. S., Berggren W. A.*, Deep sea drilling project leg 12, Geotimes, **15**, pp. 10—14, 1970.
60. *Leupold W., Tanner H., Speck J.*, Neue Geröllstudien in der Molasse, Eclog. Geol. Helv., **35**, pp. 235—246, 1942.
61. *Liniger H.*, Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung in der Ajoie, Eclog. Geol. Helv., **57**, pp. 57—90, 1964.
62. *Longo V.*, Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese, Graz, Müller (Diss. Univ. Zürich), 181 p., 1968.
63. *Lorenz C.*, Le bassin oligocène de Bagnasco (Italie, prov. de Cuneo), Bull. Soc. Géol. Fr., **3**, pp. 50—58, 1961.
64. *Lorenz C.*, Le Stampien et l'Aquitanien Ligures, Bull. Soc. Géol. Fr., **4**, pp. 625—784, 1962.
65. *Lugeon M.*, Quelques faits nouveaux des Préalpes internes vaudoises (Pillon, Aigremont, Chamossaire), Eclog. Geol. Helv., **31**, pp. 1—20, 1938.
66. *Lugeon M., Gagnebin E.*, Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes, Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., **47**, 90 p., 1941.
67. *McDowell F. W., Schmid R.*, Potassium-Argon ages from the Val d'Ossola section of the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy), Schweiz. Min.-Petr. Mitt., **49**, pp. 205—210, 1968.
68. *Mercanton C. H.*, La bordure ultra-helvétique du massif des Diablerets, Mat. Carte Géol. Suisse, N.F., **116**, 75 p., 1963.
69. *Milnes A. G.*, Strain analysis of the basement nappes in the Simplon region, northern Italy, 23rd Int. Geol. Cong. (Prague), **3**, pp. 61—76, 1968.
70. *Milnes A. G.*, On the orogenic history of the Central Alps, Journ. Geol., **77**, pp. 108—112, 1969.
71. *Moticska P.*, Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens, Schweiz. Min.-Petr. Mitt., **50**, pp. 355—443, 1970.
72. *Nabholz W. K.*, Beziehungen zwischen Fazies und Zeit, Eclog. Geol. Helv., **44**, pp. 131—158, 1951.
73. *Nabholz W. K., Voll G.*, Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum, bei Ilanz (Graubünden), Eclog. Geol. Helv., **56**, pp. 755—808, 1963.
74. *Niggli E.*, Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung, Fortschr. Miner, **47**, pp. 16—26, 1970.
75. *Niggli E., Niggli K. R.*, Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit), Eclog. Geol. Helv., **58**, pp. 335—368, 1965.
76. *Oberhauser R.*, Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit, Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, **1**, pp. 47—52, 1964.
77. *Oberhauser R.*, Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum, Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien, **111**, pp. 115—145, 1968.
78. *Oxburgh E. R.*, Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the Eastern Alps, Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, pp. 17—33, 1966.
79. *Paréjas E.*, Indices d'une orogénèse dans le lias moyen du Ferdenrothorn et autres observations, Comptes Rendus Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, **63**, pp. 53—54, 1946.
80. *Reinhardt B.*, Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien), Schweiz. Min.-Petr. Mitt., **46**, pp. 553—678, 1966.
81. *Roth P. H.*, Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy, Eclog. Geol. Helv., **63**, pp. 799—881, 1970.
82. *Schindler C. M.*, Zur Geologie des Glärnisch, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., **107**, 136 p., 1959.
83. *Schmidt K., Jäger E., Grünenfelder M., Grögler N.*, Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Oetztalkristallins und des Schneeberger-Zuges, Eclog. Geol. Helv., **60**, pp. 529—536, 1967.
84. *Spörli B. K.*, Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe, Diss. Eidg. Techn. Hochschule Zürich, 160 p., 1966.
85. *Staub R.*, Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie, Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., **69**, 183 p., 1934.

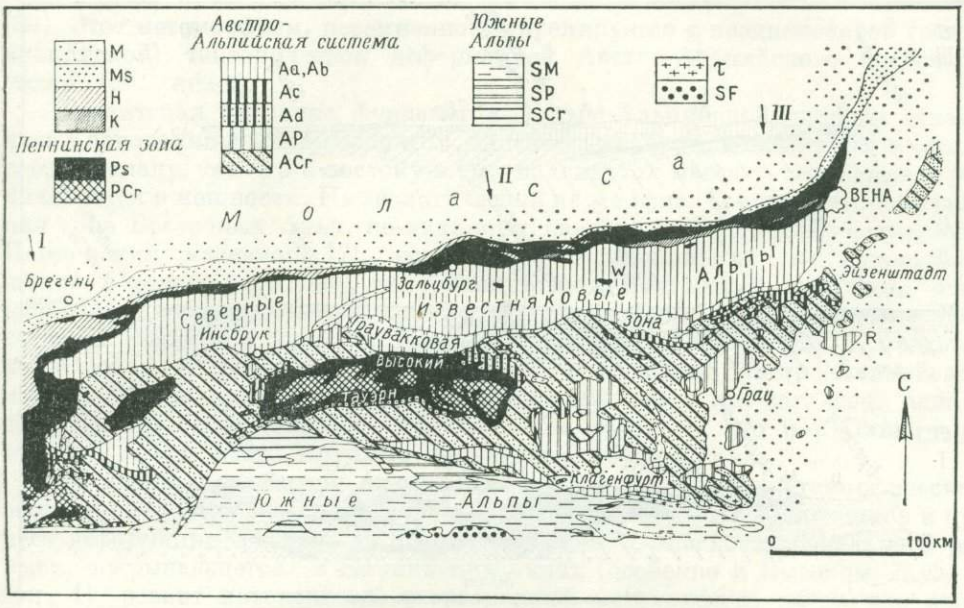
86. *Staub R.*, Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, I Teil, Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich, **82**, 140 p., 1937.
87. *Steiger R.*, Dating of orogenic phases in the central Alps by K-Ar ages of hornblende, Journ. Geophys. Res., **69**, pp. 5407—5421, 1964.
88. *Stille H.*, Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin, Borntraeger, 443 p., 1924.
89. *Streiff V.*, Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden), Diss. Univ. Zürich, 236 p., 1939.
90. *Tollmann A.*, Ostalpensynthese, Wien, Deuticke, 256 p., 1963.
91. *Tollmann A.*, Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen, Anzeiger math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., **10**, pp. 237—246, 1964a.
92. *Tollmann A.*, Uebersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten, Mitt. Ges. Geol. Begrbaustud, **14** (1963), pp. 81—88, 1964b.
93. *Tollmann A.*, Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten, Geotekt. Forsch., **21**, 156 p., 1966.
94. *Torricelli G.*, Geologie der Piz Lad-Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin), Jahrb. Natf. Ges. Graubünden, **85**, 83 p., 1956.
95. *Trümpy R.*, Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps, Geol. Soc. Am. Bull., **71**, pp. 843—908, 1960 [см. русский перевод в кн. «Тектоника Альпийской области», «Мир», М., 1965].
96. *Trümpy R.*, Sur les racines des nappes helvétiques, in: Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, **2**, Paris, Soc. Géol. France, pp. 419—428, 1963.
97. *Trümpy R.*, Die helvetischen Decken der Ostschweiz, Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse, Eclog. Geol. Helv., **62**, pp. 105—138, 1969.
98. *Trümpy R.*, Zur Geologie des Unterengadins, Wiss. Mitt. Schweiz. Nat.-Park (в печати).
99. *Trümpy R., Bersier A.*, Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin, Eclog. Geol. Helv., **47**, pp. 120—164, 1954.
100. *Vialon P.*, Quelques remarques sur l'étude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes cottiennes internes, Italie) et de ses abords, Trav. Lab. Géol. Grenoble, **43**, pp. 245—258, 1967.
101. *Wenk E.*, Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera, Eclog. Geol. Helv., **49**, pp. 251—265, 1956.
102. *Wenk H. R.*, Geologische Beobachtungen im Bergell, I, Gedanken zur Genese des Bergeller Granits, Rückblick und Ausblick, Schweiz. Min.-Petr. Mitt., **50**, pp. 321—348, 1969.
103. *Woletz G.*, Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes, Verh. Geol. Bundesanst., **2**, pp. 268—272, 1962.
104. *Wunderlich H. G.*, Zyklischer Bewegungsablauf beim Vorrücken orogener Fronten und der Mechanismus des Deckschollentransports nach dem Surf Riding- Prinzip, Geol. Mijn., **44**, pp. 440—457, 1965.
105. *Wunderlich H. G.*, Orogenfront-Verlagerung in Alpen, Apennin und Dinariden und die Einwurzelung strittiger Deckenkomplexe, Geol. Mijn., **46**, pp. 40—60, 1967.

СТРУКТУРНЫЙ ОЧЕРК ВОСТОЧНЫХ АЛЬП [1]

Э. Клар [2]

Для структуры Восточных Альп характерно широкое наложение частей покровов Австро-Альпийской системы (*Ostalpin*) на восточное продолжение системы Гельветских и Пеннинских покровов Швейцарии. Цель автора — попытаться понять механизм этого крупномасштабного тектонического переноса, амплитуда которого местами превышает 100 км. В связи с этим автор намерен рассмотреть в основном центральные и северные части Восточ-

[1] Автор благодарит д-ра Р. Шолтена и д-ра К. Де Джонга за тщательный перевод немецкого текста и за ценные замечания и предложения, которые были учтены в окончательном варианте рукописи. Автор считает приятным долгом поблагодарить д-ра В. Шлагера за помощь и неоднократное обсуждение ряда вопросов.
[2] Институт геологии, Венский университет, Вена, Австрия.



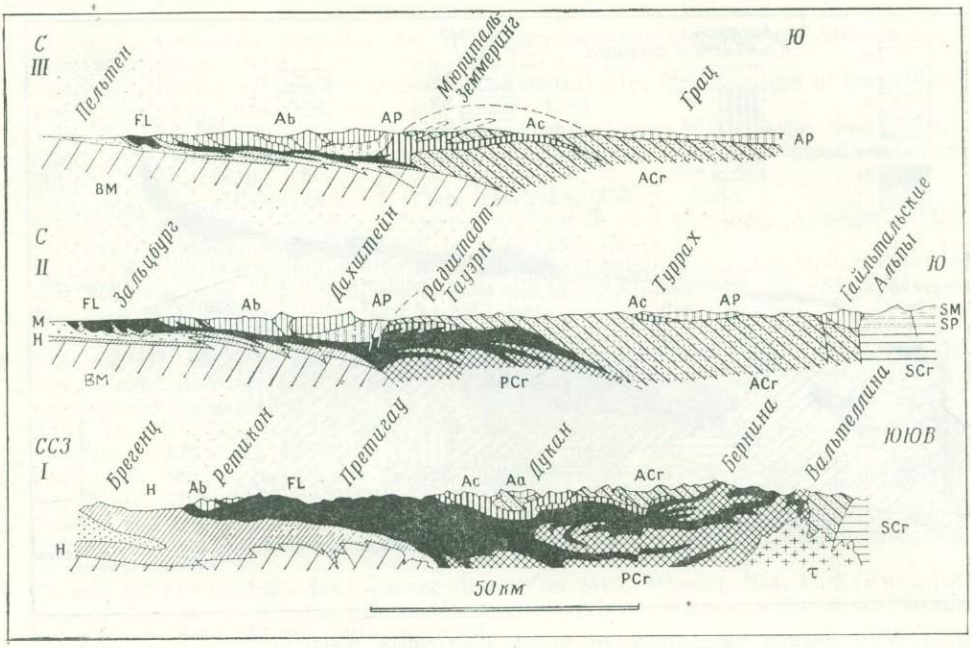
Фиг. 1. Упрощенная тектоническая карта Восточных Альп.

M — моласса; *Ms* — Субальпийская моласса; *H* — Гельветская зона; *K* — зона клиппов; *PS* — осадочные отложения; *PCr* — кристаллическое основание Пеннинского пояса; *Aa*, *Ab*, *Ac*, *Ad* — различные тектонические положения (*a* — *d*) Австро-Альпийского мезозойского чехла; *AP* — палеозойский чехол Австро-Альпийского кристаллического основания; *ACr* — кристаллическое основание Австро-Альпийской зоны; *SM*, *SP* — мезозойский и палеозойский чехлы кристаллического основания Южных Альп; τ — «Периадриатические» интрузии; *SF* — южная зона флиша; *W* — Виндишгарстен; *R* — Рехниц. Стрелки *I* — *III* указывают разрезы фиг. 2.

ных Альп и только очень кратко остановиться на Южных Альпах. В обзорах тектоники Восточных Альп часто большую роль играют вопросы классификации и номенклатуры покровов, что, несомненно, затрудняет восприятие. Автор постарался свести их к минимуму. Лучшее введение в геологию Восточных Альп — это Геологическая карта Австрии и объяснительная записка к ней [24]. Следует упомянуть также работы Оксбурга [38] и Гвиннера [26]. На фиг. 1 представлена схематизированная тектоническая карта, а на фиг. 2 — три упрощенных разреза к ней.

Восточные Альпы, подобно Западным Альпам, состоят из широтно вытянутых складчатых зон, характеризующихся различными историей осадконакопления и характером и временем тектонических деформаций. Вопреки общепринятым канонам мы хотим начать свое краткое описание с юга, с тем чтобы с самого начала противопоставить Австро-Альпийскую систему и перекрытые ею «Инфра-Австро-Альпийские» элементы (зоны Гельветскую, клиппов и Пеннинскую).

Южные Альпы. Южные Альпы отделены от центральной части Восточных Альп (фиг. 1) Периадриатической системой разломов, которая состоит здесь из разломов Инсубрийского и Пустер — Гайль и соединяющего Юдикарийского разлома. Эта система известна как зона интенсивного сжатия и милонитизации, а располагающиеся вблизи разломов дискордантные интрузии альпийского возраста («периадриатики» — Брегалья, Адамелло, Эйзенкаппель и др.) подчеркивают ее значение и глубинность. Однако мезозойские отложения по обеим сторонам разломов относятся к одному и тому же геосинклинальному поясу, а не к случайно скомбинированным частям различных складчатых систем («альпидам» и «динаридам»). По-видимому, можно считать, что главные движения по этой системе разломов были вертикальными [13, 61, 2] и что продольного перемещения крупного масштаба не происходило.



Фиг. 2. Упрощенные меридиональные разрезы Восточных Альп.

Положение разрезов показано на фиг. 1. *BM* — Чешский массив; *FL* — Рейнско-Дунайский флиш; *H* — Гельветская зона и зона клиппов. Разрез *I* по Трюмпи [56]. Условные обозначения те же, что на фиг. 1.

Характер тектоники Австро-Альпийских покровов позволяет утверждать, что Южные Альпы с их герцинским основанием действовали в основном как блок, движение (или вращение, см. ниже) которого к северу вызвало сокращение центральной кристаллической зоны вблизи Инсбрука примерно на 50%. Этот блок был рассечен крутыми альпийскими разрывами, ступенеобразно спускавшимися к Паданской низменности, где третичные отложения были частично перекрыты надвигами с относительным южным перемещением. Многие деформации мезозойского чехла Южных Альп объяснялись действием силы тяжести. Еще в 1929 г. Ампферер описал надвиги, механизм и локализация которых определялись глубоким эрозионным врезом (Kerbvirkung и Reliefüberschiebung). Региональные описания и интерпретации, частично или целиком основанные на концепции гравитационной тектоники, можно найти в многочисленных работах [15, 16, 59, 60, 17, 14, 62 и др.]. Кроме того, неоднократно рассматривалась проблема покровного строения горных вершин (Gipfel-Faltungen) [1, 33, 11].

Австро-Альпийская система. *Основание.* Хотя в области выходов основания к северу от Периадриатической системы разломов молодые отложения большей частью отсутствуют (фиг. 1), изучение некоторых остатков мезозойского чехла показывает, что их структура и метаморфизм в основном были предальпийскими. На юго-востоке ката-эпиметаморфический комплекс основания через метаморфическую переходную зону переходит в известняки, сланцы и вулканогенные толщи ордовика и девона и несогласно перекрывается постгерцинскими отложениями. На западе фундамент включает породы с еще более древним (догерцинским) радиометрическим возрастом. Кроме того, в юго-восточной части района развития триасового чехла, к югу от Инсбрука, со слабой наложенной альпийской фазой метаморфизма связано образование биотита нижнемелового (80 млн. лет) возраста (по K/Ar-методу). Сравнимые значения возраста, определенные тем же K/Ar-методом, были получены и в некоторых более восточных участках

[39]. Этот метаморфизм, несомненно, коррелируется с позднемеловой (раннеальпийской) тектонической деформацией Австро-Альпийского осадочного чехла (см. ниже).

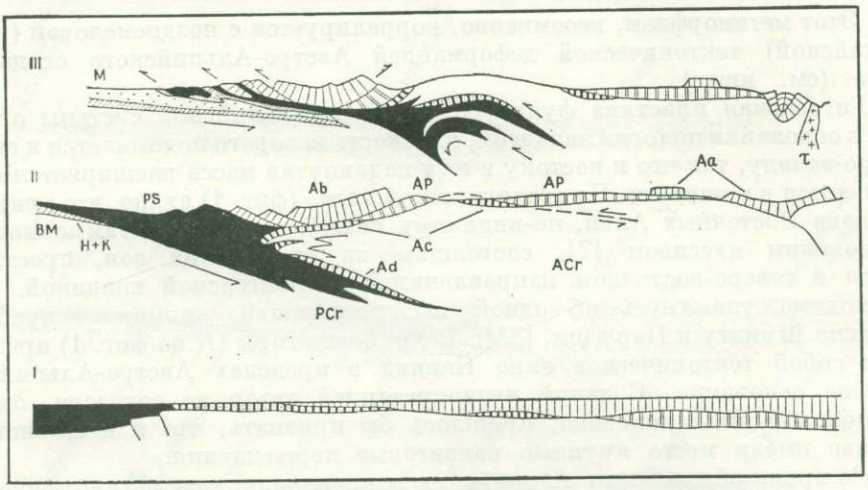
Гигантская пластина фундамента Австро-Альпийской системы ограничена в основании пологим надвигом, плоскость которого поднимается к северо-северо-западу, так что к востоку и югу надвинутая масса расширяется и увеличивается в мощности. На геологической карте (фиг. 1) видно, что центральная зона Восточных Альп, по-видимому, связана на востоке с так называемым Паннонским массивом [7], состоящим из нескольких зон, простирающихся в северо-восточном направлении под Венгерской впадиной. Здесь необходимо упомянуть об одной заслуживающей внимания проблеме: согласно Шмидту и Пару (см. [55]), Рехницкие горы (*R* на фиг. 1) представляют собой тектоническое окно Пеннид в пределах Австро-Альпийского покрова основания. С такой интерпретацией автор не согласен, однако, если бы это было доказано, пришлось бы признать, что и в Паннонском массиве имели место крупные надвиговые перемещения.

Во время образования Альпийских покровов покровы метаморфического основания разделялись на блоки, краевые части которых вовлекались в процесс деформации различным образом. Ближе к плоскости базального разрыва, вскрывающегося в Пеннинских окнах (особенно в Высоком Тауэрне, фиг. 1), развит интенсивный ретроградный метаморфизм, тогда как вдоль других краев отмечается лишь простая милонитизация, возможно, характеризующая надвигание в более поздние фазы. Было доказано, что у северного фронта этих надвинутых пластин по крайней мере какая-то часть крупных массивов кварцевых филлитов и филлитовых гнейсов, обнажающихся (с запада на восток) вблизи перевала Арльберг, у Ландека, Инсбрука, Эннсталя и перевала Земмеринг, сформировалась в результате филлонитизации и ретроградного метаморфизма (диафтореза).

Осадочный чехол. Если вернуть покровы примерно в их первоначальное положение, которое они занимали до альпийского тактогенеза, окажется, что Австро-Альпийские пермско-мезозойские толщи в северной и западной областях отлагались непосредственно на догерцинском кристаллическом фундаменте (за исключением изолированного участка в западной части окна Высокой Тауэрн, где сохранились вулканогенные породы и сланцы ордовика), а в юго-восточных областях — на палеозое с герцинскими покровными структурами.

Мезозойский разрез прослеживается вверх до нижнего мела без крупных перерывов, но с резкими изменениями мощности и фаций. В целом отложения относятся к миогеосинклинальным и имеют мощность до 3 км. Эти преимущественно карбонатные отложения наиболее широко распространены в Северных и Южных Известняковых Альпах. Накопление грубообломочных брекчий, свидетельствующее о тектонических движениях, началось на северо-западе уже в триасе; в ранней юре они стали фацией, характерной для края быстро погружающегося Пеннинского прогиба, а в поздней юре распространились на юг и на восток. Угловые несогласия и грубые среднемеловые брекчии вдоль северной и северо-западной окраин Известняковых Альп, а также позднемеловая, посттуронская — нижне эоценовая формация Гозау далее к югу указывают на важные позднемезозойские орогенические движения, включающие крупные надвигания.

Многочисленные выходы трансгрессивно залегающей формации Гозау в восточной части Северных Известняковых Альп показывают, что разделение мезозойского чехла на главные надвиговые пластины (крупные покровные элементы) происходило в течение мела, до их последующей третичной деформации. В восточной части Центральных Альп формация Гозау трансгрессивно ложится на палеозойские метаморфические породы, поскольку мезозойские отложения были удалены эрозией и путем гравитационного скольжения.



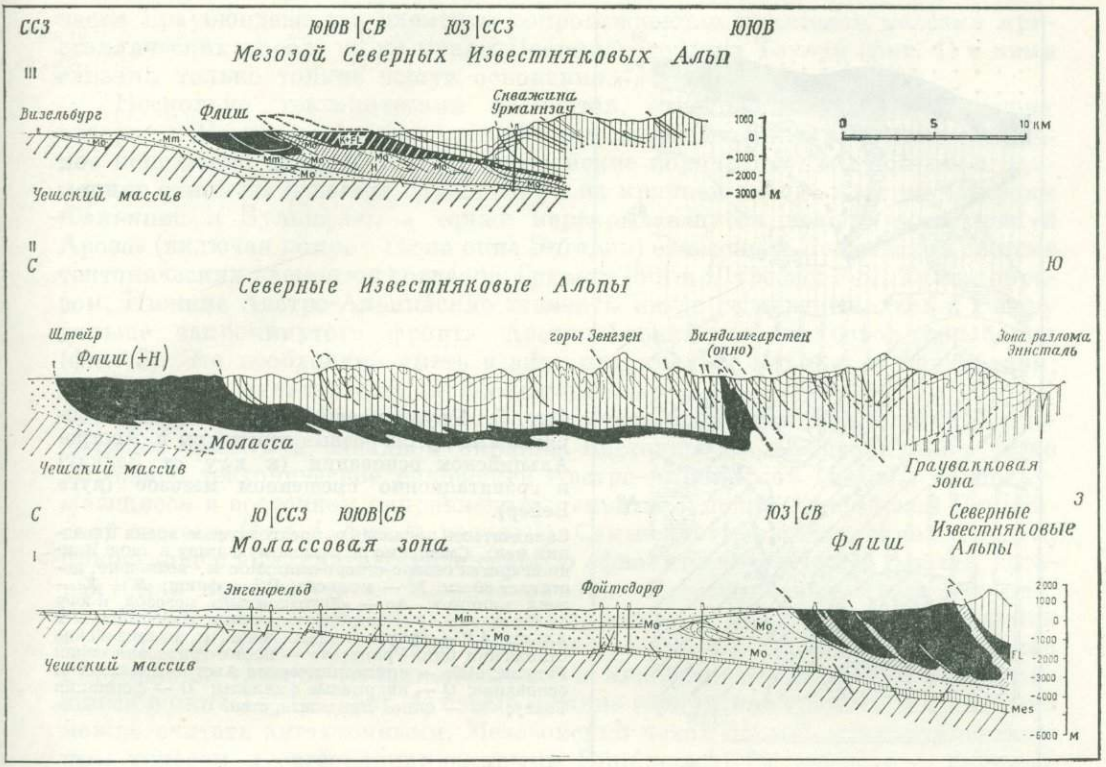
Фиг. 3. Схематические разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию Восточных Альп (сечение к востоку от Зальцбурга; разрез *II* на фиг. 1, 2).
Условные обозначения те же, что на фиг. 1.

Наконец, на крайнем северо-востоке Центральных Альп верхнеэоценовые толщи лежат трансгрессивно на тектонически более глубоких кристаллических комплексах альпийского обрамления.

Отложения некогда сплошного мезозойского чехла Австро-Альпийской системы теперь находятся в четырех тектонически различных положениях, обозначенных буквами *Aa*, *Ab*, *Ac*, *Ad* на фиг. 1 и 3. Эти тектонические положения охарактеризованы ниже. Возможно, что такое деление возникло уже в мелу. Рассматриваемые положения не следует смешивать с тектоническими элементами, намечаемыми разными авторами. Обычно положения *Aa* и *Ab* приписывались верхним австро-альпийским элементам, положение *Ac* охватывает все случаи, которые Штауб [46] или Тольман [49] относили к средним австро-альпийским элементам (Mittelostalpin), тогда как положение *Ad* типично для нижних австро-альпийских элементов (Unterostalpin).

Группа *Aa*. Эта «автохтонная» группа представлена мезозойскими отложениями без значительных смещений, находящимися еще в контакте с их первичным палеозойским и кристаллическим основанием. В качестве примера можно привести (фиг. 1 и 2) доломиты Дюкан и Энгадин к юго-западу от Инсбрука, Калькогель к югу от Инсбрука, Краппфельд к северо-востоку от Клагенфурта и Гайльтальские Альпы — северная часть гор Караванке в области к западу и юго-востоку от Клагенфурта.

Группа *Ab*. Эта «аллохтонная» Австро-Альпийская группа сложена надвиговыми пластинами, сорванными с их первичного основания; в настоящее время она составляет Северные Известняковые Альпы. Детали внутренней структуры читатель может найти на новых тектонических картах Тольмана [51]. Ширина Северных Известняковых Альп в зависимости от различных литологических свойств пород уменьшилась примерно до половины их первоначальной ширины благодаря складчатости и надвиганию по разломам с преимущественно южными падениями (фиг. 2, 4). Их аллохтонность можно ясно видеть в районе гор Ретикон, на их западном окончании (фиг. 2). О существовании пологих надвигов между Зальцбургом и Веной свидетельствует наличие тектонических окон (*W* на фиг. 1) и данные глубокого разведочного бурения на нефть (фиг. 4). Эквиваленты Северных Известняковых Альп в Западных Карпатах также находятся в аллохтонном залегании.

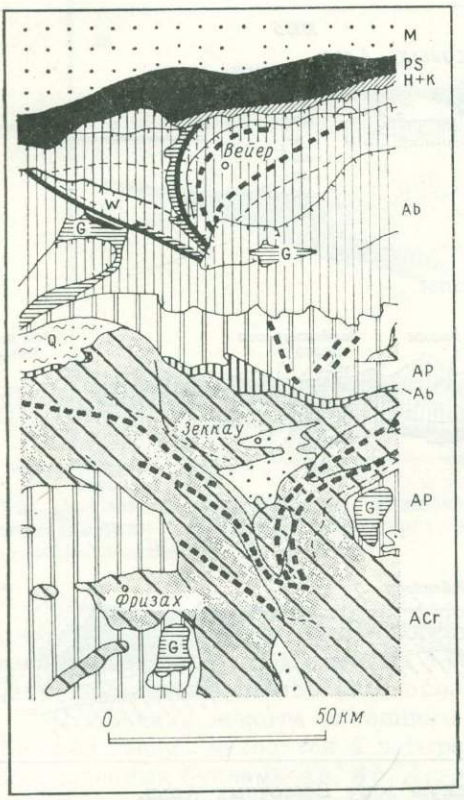


Фиг. 4. Три разреза через северную фронтальную зону Восточных Альп.

I — молассовая зона между Зальцбургом и Линцем (к востоку от Гмундена) [28]; *II* — разрез примерно к югу от Линца [41]; *III* — разрез, построенный по данным скважины Урманнзау-1, примерно на полпути между Линцем и Веной [31]. *H* — Гельветские толщи и комплекс «пестрых мергелей»; *K*, *FL* — зоны клиппов и флиша; *Mo* — олигоценовая молласса; *Mm* — миоценовая молласса.

В двух участках на южной окраине нижнепалеозойские отложения «граувакковой зоны» с трансгрессивно лежащим мезозойским чехлом образуют часть надвинутого массива и отделяются от центральной кристаллической зоны крупными нарушениями или (на востоке) тектоническими «вклиниваниями» мезозойских отложений группы *Ac* (фиг. 1, 2, а также разрез *II* на фиг. 4).

Базальная плоскость срыва поднимается к северу под небольшим углом к напластованию и следует вдоль некомпетентных формаций, таких, как пермо-триасовые соленосные горизонты. Наиболее южные тектонические элементы содержат надвиговые чешуи вплоть до кристаллического основания, тогда как самые северные состоят только из верхнетриасовых и более молодых отложений. По мнению автора, такой характер внутренней структуры и южное падение плоскости базального разрыва показывают, что скалывание (срыв) осадочного чехла с его основания и первое надвигание были вызваны внешней сжимающей силой. Однако последовавшее за первой фазой перемещение вдоль образовавшихся ранее поверхностей срыва происходило, весьма вероятно, путем гравитационного скольжения без напора с юга, поскольку в этой тыловой области на фундаменте трансгрессивно лежит формация Гозау. Следовательно, осадочный чехол не мог больше передавать сжимающие усилия. В течение этих последних фаз сложные верхнемеловые структуры перемещались на большие расстояния через меловой — эоценовый флиш. Наиболее эффективным является пример дуги Вейер, которая, возможно, была «смоделирована» по аналогичной структуре кристаллического основания, а затем сползла на 80 км к северо-северо-западу (фиг. 5).



Фиг. 5. Крупномасштабные, возможно, сопряженные дугообразные структуры в Австро-Альпийском основании (к югу от Зеккау) и гравитационно смещенном мезозое (дуга Вейер).

Складчатость началась в предгозауское время (поздний мел). Смещение по молодому флишу в окне Виндишгарстен северо-северо-западное и, возможно, достигает 80 км. *M* — моласса; *PS* — флиш; *H* + *K* — зона клиппов; *Aa* — «автохтонный» мезозой к югу от Фризаха; *Ab* — породы Северных Известняковых Альп; *AP* — грауваккова зона и палеозойские отложения близ Граца; *Ac* — пермо-триасовая серия Раннах; *ACr* — кристаллическое Австро-Альпийское основание; *Q* — кварцевые филлиты; *G* — формация Гозау; *W* — окно Виндишгарстен.

Группа *Ac*. В этой третьей группе мезозойские отложения были раздавлены между блоками домезозойского Австро-Альпийского основания. Они встречаются вдоль надвигов с различной амплитудой смещения. Наиболее значительными примерами могут служить: 1) мезозойские породы «серии Раннах», составляющие основание граувакковой зоны севернее и северо-восточнее Граца (фиг. 1); они рассматриваются Мецем [35] как пермо-триасовые; 2) включения мезозоя в базальную часть филлитов северо-западнее Клагенфурта; 3) мезозой района Бреннер южнее Инсбрука. Согласно Тольману [49], включения этого типа намечают тектоническую границу между его Средней и Верхней системами Австро-Альпийских покровов. Как показано на фиг. 3, базальный разлом, по которому произошел срыв Северных Известняковых Альп, может быть прослежен на юг, вплоть до области развития филлитов и кристаллических пород, где он исчезает в серии зон милонитизации и внутренней деформации.

Мезозойские отложения района Земмеринг — Вехсель (фиг. 1, восточнее Эйзенштадта), которые вместе с их кристаллическим и филлитовым основанием участвуют в строении опрокинутых, смещенных к северу складок, были сжаты в условиях той же группы *Ac*. Далее к западу к этой группе относятся мезозойские толщи доломитов Ароза и участков Эла-Ортлер, Маульс, Вильгратен и др.

Группа *Ad*. Четвертый тип тектонического положения, обычно выделяемый как нижний австро-альпийский тип, представлен мезозойскими отложениями, которые первоначально находились перед фронтом огромной массы надвинутых австро-альпийских пород, а затем были перекрыты последними в процессе их движения в погружающийся Пеннинский прогиб. Возможно, они никогда не были цельным тектоническим элементом. В южной

части Граубюндена эти элементы сопровождаются крупными массами кристаллических пород, но по краям Пеннинского окна Тауэрн (фиг. 1) с ними связаны только тонкие чешуи основания.

Несколько тектонических элементов, относившихся в предыдущих обзорах к Нижнему Австро-Альпийскому подразделению, занимают различное положение на фиг. 1. Так, мезозойские породы системы покровов Земмеринг отнесены к нашей группе *Ac*, а на крайнем западе Австрии покровы Фалькнис и Зульцфлю, а также перекрывающиеся чешуи «зоны чешуй Ароза» (включая покров Тасна окна Энгадин) отнесены к Пеннинской системе тектонических элементов согласно Трюмпи [56] и Штрейфу [48]. Таким образом, Нижние Австро-Альпийские элементы нигде не перемещались к северу дальше запрокинутого фронта Австро-Альпийских покровов основания (фиг. 3). Это необходимо иметь в виду при анализе механизма надвигания, фронтальной складчатости и скольжения.

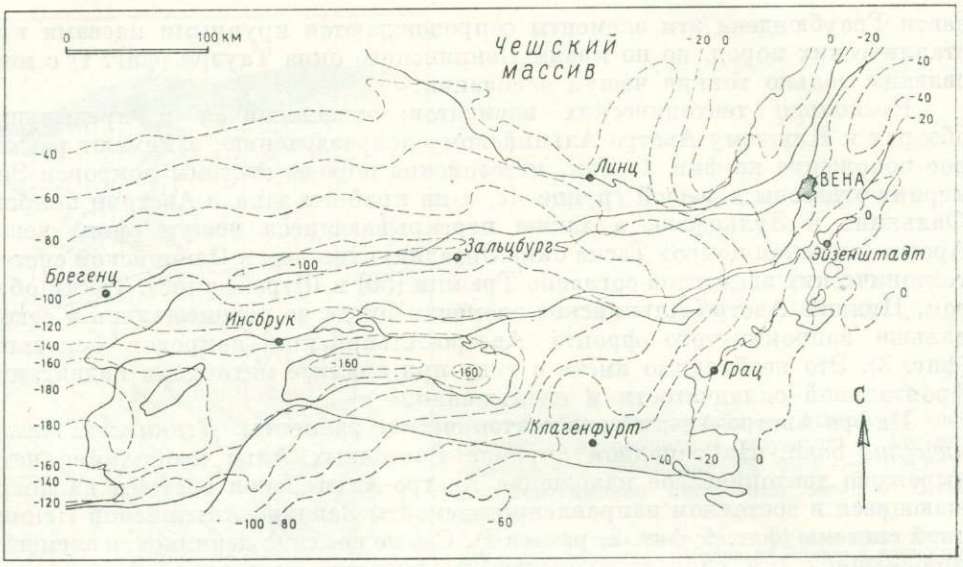
Инфра-Австро-Альпийские тектонические элементы. *Пеннинские тектонические окна.* На западной окраине Восточных Альп необычайно четко выражено тектоническое наложение Австро-Альпийской системы на погружающиеся в восточном направлении элементы Западно-Альпийской Пеннинской системы (фиг. 1; фиг. 2, разрез *I*). Самые верхние пеннинские элементы, пришедшие с юга, слагают содержащую офиолиты «зону чешуй Ароза», которая была придвинута к северной окраине Известняковых Альп Баварии.

В маленьком тектоническом окне Гаргеллен и окне Энгадин вскрываются только относительно высокие инфра-австро-альпийские элементы, включая мезозойские сланцы (Bündnerschiefer) и нижнеэоценовый флиш. Обнажающиеся в окне Тауэрн (фиг. 1) самые нижние герцинские граниты и мигматиты можно считать автохтонными. Мезозойский чехол сложен эпиконтинентальным триасом и эвгеосинклинальными Bündnerschiefer юрского — раннемелового (?) возраста. Поскольку более молодые формации сорваны, нельзя установить, продолжалась ли седиментация до позднего мела и раннего эоцена, как это имело место на западе, где накапливался флиш. Южные части геосинклинальных толщ в результате складчатости и пластического течения покровов были перемещены к северу (Obere Schieferhülle). Наличие значительных масс (частично подводных) основных и ультраосновных пород позволяет сравнивать эту часть геосинклинали с Пьемонтским поясом [55, фиг. 1] Западных Альп.

Главный базальный надвиг Австро-Альпийской системы окаймляет окно Тауэрн. Он выражен чешуйчатой зоной, состоящей из верхних пеннинских элементов, частично представленных ультрабазитами (аналогичными ультрабазитам зоны Ароза), и австро-альпийских элементов, которые занимают положение нижних австро-альпийских элементов. Все породы окна Тауэрн испытали посткинематический метаморфизм, от эпи- до мезозонального. Несколько определений возраста дают величины порядка 20 млн. лет [39]. Зона ретроградного метаморфизма в основании вышележащих австро-альпийских кристаллических пород, по-видимому, связана с этой же фазой метаморфизма. Метаморфизм с близкими фациями в крайней восточной части Восточных Альп (район Земмеринг — Вехсель), очевидно, несколько древнее.

Окончательная деформация пород окна Тауэрн произошла после метаморфизма и была связана с куполообразным воздыманием окна вследствие увеличения наклона северного крыла [23, 19]. Этот молодой купол приурочен к области, где центральная зона Восточных Альп под нажимом Южных Альп была сжата до минимальной ширины (фиг. 1). Ось купола тектонического окна Энгадин располагается под углом к осям складок в породах окна, но параллельно Юдикарийскому разлому Периадриатической системы.

Высокие значения отрицательных аномалий Буге вблизи окна Тауэрн, вероятно, отражают значительное сокращение глубоких пеннинских элементов (фиг. 6). Согласно Ботту [8], массы, вызывающие эти аномалии, не могут

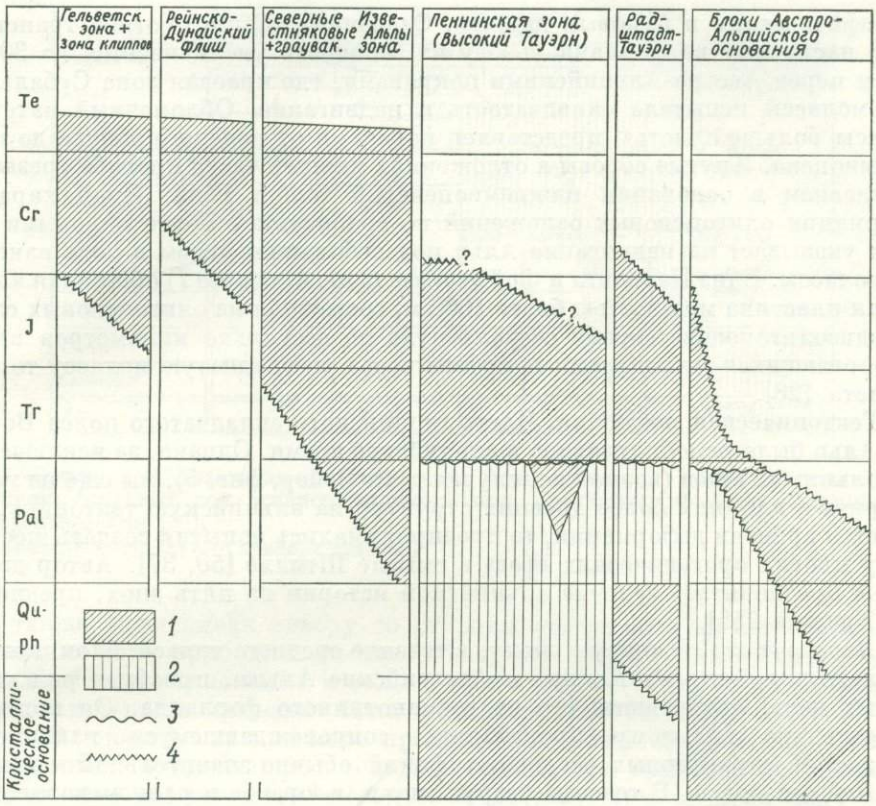


Фиг. 6. Карта аномалий Буге в северной части Восточных Альп, наложенная на основные тектонические зоны, показанные на фиг. 1.

залегать глубже 10 км. Однако распространение аномалий в пределы форланда следует связывать с погружающимся к югу склоном блока форланда, перекрытого надвигами (см. разрезы фиг. 2 и 4).

Рейнско-Дунайский флиш. Это название было предложено Оберхаузером [37] для того, чтобы выделить флишевую зону Восточных Альп среди других флишевых зон. Возраст пород этой зоны охватывает интервал от верхов среднего мела до среднего эоцена. Они были полностью сорваны со своего первичного основания, интенсивно смяты в складки и перемещены к северу таким образом, что оказались впереди и под Австро-Альпийскими покровами Северных Известняковых Альп (фиг. 4, разрезы *I—III*). Флиш поступал из зоны, располагавшейся южнее Гельветских фаций и севернее пояса Австро-Альпийских фаций, и поэтому считается Пеннинским по Трюмпи [55, 56], Оберхаузеру [37] и Прею [43]. Возраст флиша показывает, что некогда он составлял верхнюю часть отложений Пеннинского прогиба, сорванную при движении Австро-Альпийских покровов на север (фиг. 7). И по генезису, и по механизму перемещения он, по-видимому, совершенно аналогичен гельминтоидному флишу Французских Альп [32]. Отрицательные аномалии Буге, протягивающиеся в направлении Карпатской флишевой зоны (восток-северо-восток) и косо ориентированные относительно структуры Австро-Альпийских покровов (фиг. 6), намечают связь с Карпатским флишем как очевидным продолжением Рейнско-Дунайского флиша. Их интенсивность последовательно и существенно уменьшается. Это можно объяснить, если рассматривать флишевую и Пьенинскую клиповую зоны Карпат как меловое — третичное продолжение Пеннинской зоны Восточных Альп, но с явной потерей таких особенностей, как эвгеосинклинальные фации, глубинное сжатие и метаморфизм, а также тенденция к поднятию в заключительную орогеническую фазу [42, 43, 36].

Гельветская зона и зона клиппов. Складки швейцарской Гельветской зоны пересекают Рейн и погружаются на восток под надвиги Рейнско-Дунайского флиша. Далее к востоку эта зона обнаруживается в виде мелких чешуй впереди флиша или в небольших диапировых окнах, окруженных флишем. Восточнее Зальцбурга такую же тектоническую позицию занимает «Грестенская зона клиппов». Обе зоны, содержащие породы от юры до эоцена,



Фиг. 7. Схема, иллюстрирующая «стратиграфический объем» отдельных тектонических зон.

Сорванные и тектонически перемещенные толщи Рейнско-Дунайского флиша и отложения Северных Известняковых Альп, по-видимому, представляют собой продолжение чехла Пеннинской зоны и блоков Австро-Альпийского основания соответственно.

1 — недифференцированный стратиграфический разрез; *2* — стратиграфические перерывы; *3* — постгерцинская трансгрессия; *4* — тектонические границы.

были сорваны со своих оснований и перемещены на север аналогично Рейнско-Дунайскому флишу и Северным Известняковым Альпам. Вероятно, для реконструкции первичного размещения фациальных зон большое значение имеет тот факт, что переход между двумя зонами происходит на той же долготе, на которой южнее Пеннинские элементы окна Тауэрн окончательно скрываются в восточном направлении под кристаллическим основанием центральной зоны.

С крайнего запада на восток, к району Венского леса, последовательность основных зон (молассовой, Гельветской (или зоны клиппов), Рейнско-Дунайского флиша и Австро-Альпийских Известняковых Альп) имеет чисто тектоническое происхождение. Однако не установлено, представляет ли флишевый чехол некоторых клиппов в районе Венского леса только структурное продолжение разреза или же взаимоотношения между ними стратиграфические. Как уже было упомянуто выше, клипповые зоны вместе с флишем могут представлять собой продолжение Пеннинской зоны Восточных Альп с постепенным изменением фаций и характера тектоники.

Молассовая зона — это асимметричная впадина (фиг. 4, разрез *I*), представляющая собой средне-позднетретичный прогиб форланда Восточных Альп. Южнее Чешского массива Предальпийский метаморфический фундамент с локальными останцами дотретичного осадочного чехла медленно ступенчато погружается к югу, под Альпы, где положение его устанавливается

по геофизическим и буровым данным. Осадочные толщи прогиба трансгрессивно наступают на форланд; к югу их мощность увеличивается до 3000—4000 м перед Австро-Альпийскими покровами, где краевая зона Субальпийской молассы испытала складчатость и надвигание. Обломочный материал молассы большей частью представлен породами от позднего эоцена до среднего миоцена. Крутые сбросы в отложениях нижней части прогиба срезаются несогласием в основании нижнемиоценовой толщи Галл. Иной характер деформации олигоценовых отложений по сравнению с более молодыми толщами указывает на надвигание Альп под небольшим углом в ходе накопления молассы. Близ Перванга и Фойтсдорфа (фиг. 4, разрез *I*) обширная аллохтонная пластина мощностью более 1000 м, состоящая из олигоценовых слоев, в позднеолигоценовое время соскользнула на несколько километров вперед от вторгавшихся Альпийских покровов через нескладчатую молассу того же возраста [28].

Тектоническая эволюция. Часть герцинского складчатого пояса Восточных Альп была ремобилизована в альпийское время. Однако, за исключением нескольких случаев (возможно, случая дуги Вейер, фиг. 5), мы еще не можем говорить о влиянии более древних структур на альпийскую тектонику. Что касается времени деформации, то предпринимались попытки создать жесткую схему многих орогенических «фаз» в смысле Штилле [50, 37]. Автор данной статьи предпочитает деление альпийской истории на пять эпох, предложенное Трюмпи [55].

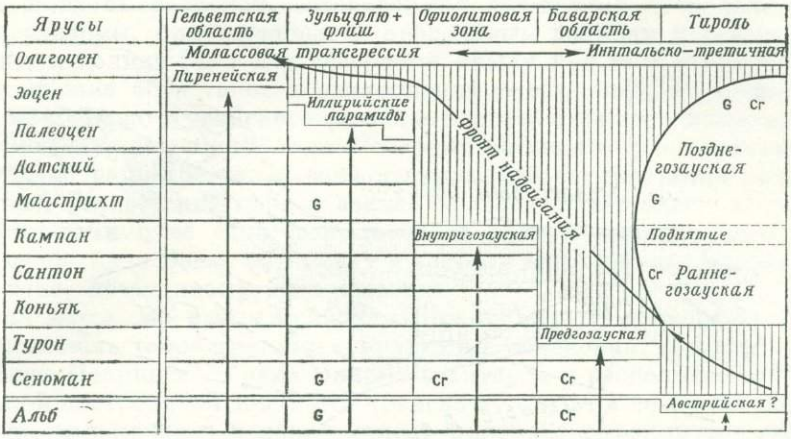
Первая эпоха. В первую эпоху, в течение среднего триаса, блок, который впоследствии составил Южные и Австрийские Альпы, приобрел ряд характерных черт, отличавших его от германотипного форланда. Он подвергся относительно сильному прогибанию, сопровождавшемуся накоплением отложений характерных осадочных фаций обычно значительной мощности.

Вторая эпоха. В течение второй эпохи, в юрское и раннемеловое время («время блестящих сланцев» по Трюмпи), область наибольшего геосинклинального прогибания сместилась в сторону Пеннинской зоны, где накапливались глинистые и известковистые горизонты блестящих сланцев (Bündnerschiefer). Южные окраины Пеннинского прогиба и поднятия внутри него поставляли брекчиевый материал. Одно из поднятий перекрывается мальмскими породами. Однако Пеннинский геосинклинальный прогиб можно показывать только в западной части Восточных Альп (Высокий Тауэрн); для более восточных районов прямые данные отсутствуют (за исключением проблематичного района Рехниц, который будет описан ниже), и фации, а также характер тектоники этого пояса, по-видимому, в этом направлении меняются.

Южнее, в Австро-Альпийской области, также шло образование мелких впадин и поднятий, частично параллельно с более поздней складчатостью. В будущей Нижней Австро-Альпийской зоне на северной окраине этой области, смежной с Пеннинским прогибом, в течение поздней юры и раннего мела (?) формировались грубые брекчии с компонентами кристаллического основания и крупными блоками триасовых доломитов, которые могли соскальзывать с фронта надвигающихся масс. Осадконакопление в Северных Известняковых Альпах прекратилось после отложения частично обломочных нижнемеловых пород.

Третья эпоха. Несмотря на то что в течение третьей эпохи («времени флиша» по Трюмпи) Рейнско-Дунайский флиш отлагался непрерывно с раннего мела до раннего эоцена, эта эпоха в Восточной Европе может быть разделена на два этапа.

В первый этап в результате сжатия оформились основные структуры в осадочном чехле австро-альпийских элементов. Толщи распределились по четырем описанным выше группам положений (фиг. 3); началось движение к северу сорванных покровов. В южной части Пеннинской зоны ощуща-



Фиг. 8. Схема, показывающая длительность седиментации и время тектонического замыкания основных зон осадконакопления при продвижении Австро-Альпийского фронта надвигания [37].

Cr — хромит; *G* — гранат как тяжелая фракция.

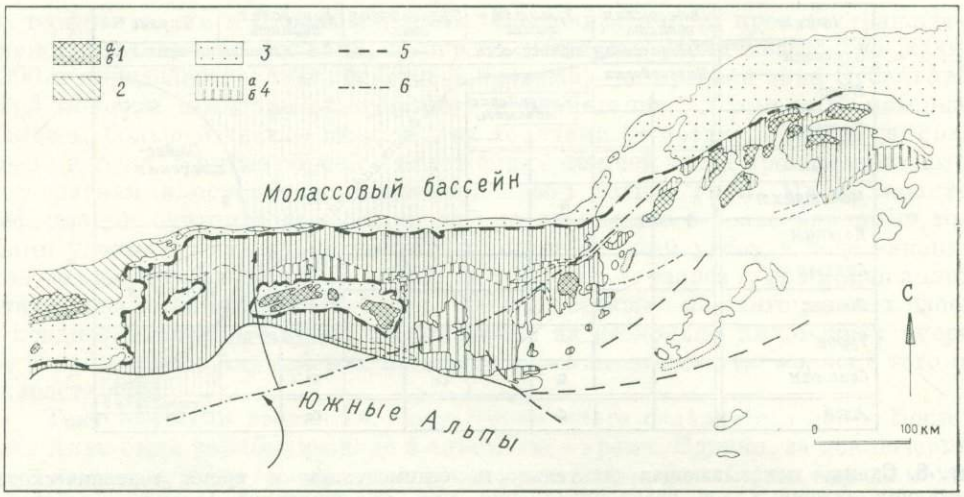
лось также давление к северу со стороны австро-альпийских элементов; Пеннинская зона приподнялась настолько, что начали размываться породы кристаллического основания и зоны с офиолитами в южной части прогиба. Последовательность событий была реконструирована Оберхаузером [37]. На фиг. 8 показано, как по мере продвижения Известняковых Альп вперед прекращалась седиментация в северных зонах. Три «фазы» этого перемещения отчетливо маркируются в осадочном разрезе: 1) в среднем мелу вдоль северного края отлагались морские обломочные отложения (Randcenoman); 2) после глубокого туронского размыва несогласно залегающие породы формации Гозау коньяк-нижнеэоценового возраста накапливались только в южных частях этой зоны; 3) в среднем кампане изменился источник обломочного материала формации Гозау; в тяжелой фракции хромит уступает место гранату, возможно, потому, что южные Пеннинские офиолиты были перекрыты надвинутыми Австро-Альпийскими покровами.

Для этого времени по радиометрическим данным устанавливается упоминавшаяся выше ремобилизация Австро-Альпийского основания (или по крайней мере превращение слюды в закрытую систему за счет остывания).

Вышеизложенные данные наводят на мысль, что северный склон обусловливал подводное гравитационное скольжение системы Известняковых покровов в продолжавший прогибаться Пеннинский трог. Тем не менее поднятие офиолитов до уровня эрозии, по-видимому, было бы невозможно без деформации сжатия в южном крыле Пеннинской зоны.

Не раньше второй половины этой эпохи, начиная со среднего эоцена и примерно одновременно с самыми древними движениями покровов в Западных Альпах, складчатость в Пеннинской геосинклинали и продолжавшееся перемещение Австро-Альпийской пачки покровов вызвали прекращение накопления Рейнско-Дунайского флиша в северной части Пеннинского прогиба. Наиболее вероятно, что за концом седиментации вскоре последовал тектонический срыв масс флиша.

Таким образом, между двумя тектоническими провинциями Восточных Альп существует разительный контраст. Доминирующие в них структуры имеют различный возраст: огромные Австро-Альпийские покровы, внутренняя структура которых формировалась в меловое время, накладываются на более внешние зоны с альпийской структурой не древнее третичного времени (фиг. 5, 9). Аналогичным образом меловая складчатость в Западных



Фиг. 9. Третичная (вторая) стадия австро-альпийского надвигания, представленная как вращательное движение более древнего блока или пластины через смежные, еще активные Инфра-Австро-Альпийские осадочные прогибы.

1 — предполагаемые автохтонные массивы (*а* — предальпийские минеральные фации, *б* — альпийские минеральные фации); *2* — *3* — Гельветская и Пеннинская зоны (включая клиппы) в основном с третичными (средний эоцен и моложе) структурами; *4* — Австро-Альпийская зона с преимущественно позднемеловыми структурами (*а* — кристаллическое основание с мезозойским чехлом, *б* — палеозойские отложения); *5* — современная эрозионная граница Австро-Альпийской системы покровов (в восточной, карпатской части эта линия отделяет третичные покровы на севере от позднемеловых покровных структур на юге) [5]; *6* — примерное положение Австро-Альпийского фронта к концу мела.

Альпах ограничивается, по-видимому, сужающимся окончанием Австро-Альпийской области (Симме).

Рассматривая восточное продолжение Восточных Альп, Андрусов [6] подчеркнул, что в Западных Карпатах приводятся в соприкосновение внешняя часть (Флишевые Карпаты) с третичными покровами и внутренняя часть с меловыми покровами. Располагающаяся между ними тесно сжатая Пьенинская зона клиппов характеризуется смешением тех и других элементов. Таким образом, специфической особенностью Восточных Альп внутри Альпийско-Карпатского пояса является надвигание областей с более древними структурами в виде крупных покровов на более внешние зоны с молодыми структурами. Переход к такому соприкосновению карпатского типа, вероятно, происходит в самой восточной части Восточных Альп (фиг. 4, 7, 9); здесь, как показывают аномалии Буге, Пеннинский прогиб становится менее глубоким и Австро-Альпийское основание, видимо, связано с Паннонским массивом. Поскольку надвигание к западу увеличивается, третичное надвигание Австро-Альпийской плиты, возможно, соответствует вращению по часовой стрелке.

В Пеннинском поясе сжатие и последующее поднятие также возрастают к западу с очень ярко выраженной кульминацией в Швейцарских Альпах. Этот поворот Австро-Альпийского блока примерно на 30° не противоречит постулируемому Зиждервельдом с соавторами [65] движению Южного Альпийского блока против часовой стрелки, которое лучше других гипотез объясняет пучки складок с западными простираниями на западной окраине Восточных Альп и наиболее молодые надвиговые движения покровов Эцталь и Сильвретта.

Четвертая эпоха. Эта эпоха является «временем молассы». Отложение молассы в прогибе форланда началось в позднем эоцене; местами моласса ложится трансгрессивно на австро-альпийские элементы [40]. С этого времени деформированный пояс Восточных Альп превратился в горную цепь и молодые третичные отложения стали накапливаться только в локальных

впадинах и вдоль разломов, остававшихся активными несколько дольше (включая разломы, приуроченные к продольным долинам к северу от гор Караванке, к долине Энса и к северному крылу хребта Кайзер).

Перемещение области осадконакопления в северном направлении при переходе от Рейнско-Дунайского флиша к молассе отражает, возможно, длительное смещение оси прогибания в сторону внешнего края орогенического пояса. Однако раннетретичная зона непрерывной седиментации (возможно, автохтонный Гельветский пояс и южная моласса) в настоящее время перекрыта покровами и ее единственные более полные выходы представлены зоной Вашберг близ Вены, поскольку к востоку величина надвигания в этой краевой зоне, по-видимому, уменьшается.

Пятая эпоха. Во время поднятия горной цепи (в четвертую и пятую эпохи) произошли такие крупные структурные изменения, как куполообразное поднятие Пеннинского окна Высокого Тауэрна и расположенной восточнее широкой центральной зоны. Это привело к тому, что северный борт окна постепенно стал круче и в конце концов приобрел опрокинутое залегание (см. классический разрез Корнелиуса [12]). К среднеолигоценовому времени в этом окне обнажились Пеннинские покровы и их обломочный материал стал выноситься на север через пенеплен будущих Известняковых Альп (Augenstein Landschaft) в молассовый прогиб [13].

По чисто геометрическим соображениям причину упомянутого выше сводообразного изгибания окна следует искать в сжатии на уровне Пеннинских покровов. В качестве вторичного эффекта оно вызвало дальнейшее, уже чисто гравитационное смещение Австро-Альпийской пластины, состоящей из пород Известняковых Альп и граувакковой зоны. Фронт пластины протаскивает Рейнско-Дунайский флиш через краевую молассу. Напор с ее тыла как возможный механизм в это время исключается, поскольку, как уже упоминалось в связи с формацией Гозау, в центральной части Восточных Альп эрозия уже в позднем мелу вскрыла фундамент.

Комбинированное действие сводообразования за счет сжатия и гравитационного скольжения равносильно трем одновременным тектоническим движениям (фиг. 3, разрез *III*): 1) продолжение гравитационного скольжения масс к северу, возможно, с большей или меньшей степенью участия механизма «скольжения по бурунам» (surfriding [63]); 2) надвигание этих же масс к югу на центральную сводообразно выгибающуюся зону и 3) общее поднятие в виде непрерывной горной цепи. Конечные надвиговые движения на край молассы к востоку омолаживаются и близ Вены продолжаются до середины миоцена [43].

Тектонические концепции и оценка роли силы тяжести. Многие тектонические концепции, касающиеся Восточных Альп, основаны главным образом на детальных описаниях и классификации тектонических элементов; проблемы механизма формирования складок и надвигов считаются при этом второстепенными [29, 46, 12, 49]. В то же время для объяснения структуры Восточных Альп предложил свою концепцию пионер гравитационной тектоники Рейер [44]. Еще в 1931 г. крупный геолог Ампферер на основании обширных полевых наблюдений пришел к заключению, что «в поперечном сечении Альп чередуются участки сжатия и участки свободного скольжения». В 1906 г., исходя из чисто геометрических соображений, Ампферер сформулировал идею о нисходящем засасывании пород глубокого основания (Verschluckung), а в 1920 г. Швиннер для объяснения этого явления предложил гипотезу течений тепловой конвекции; впоследствии эта концепция в специфической модификации была применена Краусом [30] к Восточным Альпам.

Фалло [20] подчеркивал важную роль гравитационной тектоники в формировании структуры Восточных Альп; его концепция ближе всего к излагаемой в настоящей статье. Имеется также общее сходство с генетической

интерпретацией Восточных Альп, предложенной Ван Беммеленом [57, фиг. 5, разрезы *II* и *III*; 58], который различает дотретичную эволюцию Австро-Альпийской системы покровов с глубинным характером тектоники и третичный период сводообразного воздымания центральной зоны, за которым последовало «эпидермальное» гравитационное скольжение. Автор настоящей статьи, однако, не может согласиться с его предположением о существовании цилиндрической поверхности скольжения, уходящей вниз в метаморфическую зону, или с предположением об Адриатическом туморе; эти идеи не подкрепляются данными ни по Гайльтальским Альпам, ни по какому-либо другому району. Действительно, наблюдаемые структурные особенности, схематически изображенные Ван Беммеленом на фиг. 5 (разрез *II*; крыло тумора) и фиг. 4 (крыло астенолита) его работы [57], производят впечатление типичных явлений сжатия на «эпидермальном» и «батидермальном» уровнях и указывают на сокращение. По мнению автора, структуры, которые можно наблюдать и описать в масштабе Восточных Альп, ясно показывают, что первичным структурным агентом является сжатие.

Если тем не менее мы включим в качестве одной из рабочих гипотез концепцию Ван Беммелена, то получим в свое распоряжение три различные модели, объясняющие природу движущих тектонических сил в Восточных Альпах. Первая модель постулирует существование ячеек тепловой конвекции, которые создают складчатые структуры в результате засасывания коры, приводящего к возникновению корней гор [18, 9]. Во второй модели, очевидно, подкрепляющейся интерпретацией новых сейсмических данных [25], предполагается, что все структуры Восточных Альп являются частью полого падающей на юг фундаментальной зоны надвигания, по которой фронтальные части блока Гондваны двигались к северу на окраину Европейского форланда [46]. Эта модель удовлетворительно согласуется с новой концепцией тектоники плит и в конечном счете может быть сведена к фрикционному перемещению тепловыми конвективными течениями. Если существуют аргументы в пользу возникновения достаточно резких гравитационных градиентов, способных вызвать не только перемещение, но и деформацию сжатия и крупные надвигания скользящих пластин, то кинематика, постулируемая второй моделью, может в качестве третьей альтернативы рассматриваться как результат первичной фундаментальной гравитационной тектоники в соответствии с представлениями Ван Беммелена [57, 58]. Таким образом, выбор между такими моделями лежит в основном за пределами области геологии Восточных Альп.

Проведенная структурная интерпретация Восточных Альп сводится к тому, что в результате первичного сжатия земной коры происходит изменение распределения масс по вертикали, которое порождает как вторичное явление гравитационную тектонику, в основном скольжение. В покровной структуре Восточных Альп эти вторичные эффекты привели к крупнейшим из наблюдавшихся тангенциальным перемещениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Accordi B.*, Le dislocazioni delle cime (Gipfelfaltungen) delle Dolomiti, Ann. Univ. Ferrara, Sez. IX, II, № 2, pp. 65—186, 1955.
2. *Agterberg F. P.*, Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North Italy, Geol. Ultraiectina, Utrecht, № 8, 232 p., 1961.
3. *Ampferer O.*, Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 79, pp. 241—256, 1929.
4. *Ampferer O.*, Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, V. Forts, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 81, pp. 637—659, 1931.
5. *Andrusov D.*, Gedanken über das alpinkarpatische Falten-Decken-System, Geolog. Sbornik Bratislava, 11, pp. 171—178, 1960.

6. *Andrusov D.*, Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten, Bratislava, Slov. Akad. Vied, 188 p., 1968.
7. *Beck-Mannagetta P.*, Über das Westende der Pannonischen Masse, Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, pp. 139—150, 1967.
8. *Bott M. H. P.*, The gravity field of the Eastern Alps, Geol. Mag., 91, pp. 377—383, 1954.
9. *Clar E.*, Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau, Verh. Geol. Bundesanst. Wien, pp. 93—104, 1953.
10. *Clar E.*, Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft G., pp. 11—35, 1965.
11. *Colacicchi R.*, Le dislocazioni delle cime (Gipfelfaltungen) delle Dolomiti: Gruppo della Civetta, Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 22, 49 p.
12. *Cornelius H. P.*, Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre, Zeitschr. Deutsche Geol. Ges., 92, pp. 271—312, 1940.
13. *Cornelius H. P., Furlani-Cornelius M.*, Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass, Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 102, p. 207, 1930.
14. *De Jong K. A.*, Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale, Boll. Soc. Geol. Ital., 86, pp. 749—776, 1967.
15. *De Sitter L. U.*, Le style structural Nord-Pyrénéen dans les Alpes Bergamsques, Bull. Soc. Géol. Fr. 19, pp. 617—621, 1949.
16. *De Sitter L. U., De Sitter-Koomans C. M.*, The geology of the Bergamasc Alps, Lombardy, Italy, Leidsche Geol. Mededel., 14 B, pp. 1—257, 1949.
17. *Engelen G. B.*, Gravity tectonics in the north-western Dolomites (N. Italy), Geol. Ultraiectina, Utrecht, № 13, 92 p., 1963.
18. *Exner Ch.*, Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern, Mitt. Geol. Ges. Wien, 39, pp. 75—81, 1951.
19. *Exner Ch.*, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe, Geol. Bundesanst. Wien, 170 p., 1964.
20. *Fallot P.*, Les dilemmes tectoniques des Alpes Orientales, Ann. Soc. Géol. Belgique, 78, pp. 147—170, 1955.
21. *Faupl O.*, Geologische Studien an den kristallinen Schiefern des südlichen Wechselgebietes im Raum um Bruck an der Lafnitz, Steiermark, Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., pp. 101—104, 1969.
22. *Flügel H.*, Die tektonische Stellung des «Alt-Kristallin» östlich der Hohen Tauern, Neues Jahrb. Geol. Pal., Monatsh., pp. 202—220, 1960.
23. *Frasl G., Frank W.*, Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster, Publ. Vereinigung Freunde Miner. Geol. Heidelberg, Der Aufschlusz, Sonderheft, 15, pp. 30—58, 1966.
24. Geologische Bundesanstalt Wien, Übersichtskarte der Republik Österreich: 1 map 1/1 000 000, explanations, 1966, 94 p., 1964.
25. *Giese P.*, Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeitkurven, sowie eine geologische Deutung, Geophys. Abhdlg. Freie Univ. Berlin, 1, № 2, 214 p., 1968.
26. *Gwinner M. P.*, Geologie der Alpen, Stuttgart, E. Schweitzerbart'sche, 477 p., 1971.
27. *Janoschek R.*, Das Tertiär in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien, 56. pp. 319—360, 1964.
28. *Janoschek R., Göttzinger K. G. H.*, Exploration for oil and gas in Austria, in: The Institute of Petroleum, pp. 161—180, 1969.
29. *Kober L.*, Bau und Entstehung der Alpen, Berlin, Borntraeger; 2nd ed., 1955, Wien, Deuticke, 379 p., 1923.
30. *Kraus E.*, Die Baugeschichte der Alpen, Berlin, Akademie Verlag, I, 533 p., II, 482 p., 1951.
31. *Kröll A., Wessely G.*, Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1, Erdoel-Erdgas Zeitschr., 83, pp. 342—353, 1967.
32. *Lemoine M.*, About gravity gliding tectonics in the Western Alps (см. статью на стр. 207 настоящего сборника).
33. *Leonardi P.*, Le Dolomiti: Geologica dei monti tra Isarco e Piave, Trento, Consiglio Nazionale Ricerche, 2 vols., 1019 p., 1967.
34. *Medwenitsch W., Schlager W.*, Ostalpenübersichtsexkursion, Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, № 1, pp. 57—106, 1964.
35. *Metz K.*, Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone, Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, pp. 1—84, 1953.
36. *Metz K.*, Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralpen, Sitzungsberichte Öst. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 174, pp. 229—278, 1965.
37. *Oberhauser R.*, Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 111, pp. 115—145, 1968.
38. *Oxburgh E. R.*, An outline of the geology of the central Eastern Alps, Proc. Geol. Assoc. London, 79, № 1, 46 p., 1968.

39. *Oxburgh E. R., Lambert R. St. J.,, Baadsgaard H., Simons I. G.*, Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, Verh. Geol. Bundesanst, Wien, 1966.
40. *Papp A.*, Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, pp. 251—270, 1958.
41. *Plöchinger B., Prey S.*, Profile durch die Windischgarstner Störungszone im Raum Windischgarsten-St. Gallen, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, pp. 68—107, 1968.
42. *Prey S.*, Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschlusz an Exkursionen in die Westkarpaten, Verh. Geol. Bundesanst. Wien, pp. 68—107, 1965.
43. *Prey S.*, Probleme im Flysch der Ostalpen, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, **111**, pp. 147—174, 1968.
44. *Reyer E.*, Ursachen der Deformation und der Gebirgsbildung, Leipzig, W. Engelmann, 40 p., 1892.
45. *Schwinner R.*, Vulkanismus und Gebirgsbildung: ein Versuch, Zeitschr. Vulkanologie, 5, pp. 175—230, 1920.
46. *Staub R.*, Der Bau der Alpen, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., **52**, 272 p., 1924.
47. *Staub R.*, Betrachtungen über den Bau der Südalpen, Eclog. Geol. Helv., **42**, № 2 (1949), pp. 215—408, 1950.
48. *Streiff V.*, Geologische Untersuchungen in Ostschams (Graübunden), Diss. Univ. Zürich, 236 p., 1939.
49. *Tollmann A.*, Ostalpensynthese, Wien, Deutike, 256 p. 1963.
50. *Tollmann A.*, Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten, Geotekton. Forsch., **21**, pp. 1—156, 1966.
51. *Tollmann A.*, Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, parts 1—3, Mitt. Geol. Ges. Wien, **59**, **61**, **62**, 1966—1970.
52. *Tollmann A.*, Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen, Eclog. Geol. Helv., **60**, № 1, pp. 109—135, 1967.
53. *Tollmann A.*, Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen, Mitt. Österr. Geogr. Ges., **110**, pp. 224—244, 1968.
54. *Tollmann A.*, Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub, Verh. Geol. Bundesanst. Wien, pp. 324—345, 1970.
55. *Trümpy R.*, Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps, Bull. Geol. Soc. Am., **71**, pp. 843—908, 1960.
56. *Trümpy R.*, Apercu général sur la géologie des Grisons, Comptes Rendus Soc. Géol. Fr., **9**, pp. 330—364, 391—394, 1970.
57. *Van Bemmelen R. W.*, New views on East-Alpine orogenesis, 21st Int. Geol. Congr. Copenhagen. pt. 18, pp. 99—116, 1960a.
58. *Van Bemmelen R. W.*, Zur Mechanik der Ostalpinen Deckenbildung, Geol. Rundschau, **50**, pp. 474—499, 1960b.
59. *Van Bemmelen R. W.*, The structural evolution of the Southern Alps, Geol. Mijnb., **45**, pp. 405—444, 1966.
60. *Van Bemmelen R. W.*, Tektonische Probleme der östlichen Südalpen, Geologie, Ljubljana, **13**, pp. 133—158, 1970.
61. *Van Hilten D.*, Geology and Permian paleomagnetism of the Val-Di-Non area, Geol. Ultraiectina, Utrecht, № 5, 95 p., 1960.
62. *Vink B. W.*, Gravity tectonics in Eastern Cadore and Western Carnia, NE Italy, Geol. Ultraiectina, Utrecht, № 15, 64 p., 1969.
63. *Wunderlich H. G.*, Zyklischer Bewegungsablauf beim Vorrücken orogener Fronten und der Mechanismus des Deckschollentransportes nach dem Surf Riding-Prinzip, Geol. Mijn., **44**, pp. 440—457, 1965.
64. *Wunderlich H. G.*, Aufgaben und Ziele aktuogeologischer Forschung: Schwereverteilung und rezente Orogenese im Mediterrangebiet, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **118**, pp. 266—284, 1969.
65. *Zijderveld J. D. A., Hazeu G. J. A., Nardin M., Van der Voo R.*, Shear in the Tethys and the Permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results, Tectonophysics, **10**, pp. 639—661, 1970.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ, МИГРИРУЮЩИЕ ПЕРЕДОВЫЕ ПРОГИБЫ И РОЛЬ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ПЕРЕМЕЩЕНИИ ПОКРОВОВ НА ПРИМЕРЕ МИНОИД (ВОСТОЧНОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ)

Г. Вундерлих[1]

Развитие любой области науки характеризуется определенной периодичностью, и каждый такой период выдвигает на первый план свою собственную фундаментальную проблему; в этом отношении не представляет исключения и тектоника. В начале XIX в. страсти бушевали вокруг проблемы нептунизма — плутонизма, а в первой половине XX в. разгорелись споры между фиксистами и сторонниками покровной тектоники. Существуют также общие научные проблемы, которые остаются нерешенными за эти относительно короткие периоды истории науки. В настоящее время одной из наиболее важных проблем геотектоники является проблема характера тектонической активности: проявляется ли тектоническая активность в молодых складчатых поясах быстро, подобно таким катастрофическим событиям, как землетрясения и вулканические извержения, наблюдающиеся в пределах мобильных тектонических дуг по всему земному шару, или же, наоборот, ей свойствен более непрерывный эволюционный характер.

С тех пор как в 1669 г. Николас Стено, которого на родине, в Дании, называли Нильс Стенсен, написал первую книгу по тектонике, озаглавленную «De solido intra solidum naturaliter contento», в дискуссиях большую роль стали играть данные по геологии Средиземноморья. Разрывы и складки Северных Апеннин в Тоскане, вблизи Флоренции, Стено сравнил с нарушениями в карстовых полостях, которые он наблюдал в Словении и Кроатии. Карстовые провалы часто возникают внезапно, в течение нескольких дней или даже часов; на этом основании Стено пришел к выводу о такой же катастрофической природе орогенических движений. С тех пор среди геологов широко распространились представления о прерывистости складкообразования. В 1885 г. Зюсс писал: «То, с чем мы имеем дело,— это обрушение земного шара». Около 50 лет назад с известной теорией кратковременных, но имеющих глобальное значение фаз складчатости выступил Штилле [15].

После фундаментальной работы Гилберта [4], посвященной древним террасам озера Бонневиль, геологи обычно стараются различать кратковременные орогенические движения, с одной стороны, и эпейрогенические движения, продолжающиеся относительно длительный промежуток времени между фазами складчатости и не связанные с формированием сбросов или складок,— с другой. В 1922 г. в президентском адресе Гёттингенскому университету Штилле высказал идею о связи всей современной тектонической активности с орогеническими движениями. Современные сейсмические исследования показали, что даже в настоящее время тектоническая деятельность в подвижных зонах весьма активна. В качестве примера можно привести центральную Японию, где сейсмическая обсерватория Мацусима регистрирует сейсмические толчки через каждые две-три минуты в течение целого года.

Упомянутая выше проблема периодичности или непрерывности орогенических событий не может быть решена только путем изучения складчатых цепей, орогеническая активность которых закончилась очень давно. Для того чтобы уяснить, как реально происходит горообразование, мы должны найти и изучить складчатые пояса, еще активные в настоящее время. Таким образом, мы должны ликвидировать разрыв между специфическими отрас-

[1] Институт геологии и палеонтологии, Штутгартский университет, ФРГ.

лями геофизики и геотектоники, а также современными геологическими методами.

Распределение аномалий силы тяжести и современная активность горообразования. Как установить, что складчатые пояса в настоящее время активны? К сожалению, орогенез, протекающий сейчас, недоступен прямым наблюдениям, так как горообразование — один из самых медленных процессов динамической геологии. Однако существуют некоторые признаки, которые позволяют судить о том, активен ли еще складчатый пояс.

Молодые орогены часто характеризуются сильными отрицательными аномалиями силы тяжести, отражающими неуравновешенное состояние масс в земной коре и верхней мантии. Вызванные орогенезом нарушения структуры земных недр и нарушения гравитационного равновесия не согласуются друг с другом. Даже при беглом взгляде на карты гравитационных аномалий положение и величина аномалий сразу же позволяют определить, имело ли место нарушение масс в земной коре. Однако гравитационные аномалии как признак нарушений в коре могут быть связаны с орогеническими движениями прошлого. Вследствие этого для выделения активных в настоящее время орогенных зон нам нужны дополнительные признаки. Действительно, орогены в конечной стадии горообразования характеризуются совпадением контуров отрицательных аномалий и очертаний горных цепей, тогда как в орогенах, находящихся на менее зрелой или даже начальной стадии развития, отрицательные аномалии смещены в сторону форланда, т. е. на выпуклую сторону горной или островной дуги. Сравнение геологических и геофизических данных по Северным Апеннинам и Альпам привело автора к заключению о существенном различии геодинамического развития этих двух молодых альпинотипных горных цепей.

Северные Апеннины представляют собой пример более ранней и менее полной стадии развития; на это указывает тот факт, что сильные отрицательные аномалии силы тяжести существуют только в северной части горной цепи, продолжаясь к северу в южную часть Паданского передового прогиба. В Альпах, наоборот, отрицательные аномалии силы тяжести ограничиваются пределами самой горной области, в то время как северный и южный форланды характеризуются почти нормальными значениями силы тяжести; такое распределение свойственно горной цепи на конечной стадии орогенического развития, без перспектив распространения складкообразования в область форланда. В случае Альп нет оснований предполагать, что орогенез может продолжиться севернее или южнее, так как нет признаков нарушения равновесия масс в коре и мантии. Горные цепи, подобные Альпам, т. е. такие, в которых отрицательные аномалии силы тяжести совпадают с их орографическими очертаниями, достигли конечной стадии своего геодинамического развития (Endlagengebirge немецких геологов). Такие же цепи, как Северные Апеннины, со смещенными гравитационными аномалиями, не могут находиться в состоянии гравитационного и геодинамического равновесия. Именно поэтому в последнем случае орогенез продолжается до тех пор, пока нарушение гравитационного равновесия не придет в соответствие с орографией. При сравнении геологии Альп и Апеннин нетрудно заметить, что первые на несколько миллионов лет старше и поэтому находятся на более зрелой стадии геодинамического развития, чем Апеннины.

Около 50 лет назад, когда начинались гравитационные наблюдения в Альпах, Гейм [6] высказал предположение, что причиной сильных отрицательных аномалий Буге, обнаруженных в южной части Швейцарии, может быть давление самих огромных горных массивов. Позднее геологи и геофизики стали искать объяснение дефицита масс альпийского типа в так называемых корнях гор (Gebirgswurzeln немецких геологов). Однако ни одно из этих предположений не может объяснить случай несовпадения контуров гравитационных аномалий с орографическими границами. Существуют гор-

ные цепи, совершенно не соответствующие распределению аномалий. Это характерно главным образом для островных дуг, таких, как островные дуги Индонезии, Алеутская, Курильская, Тонга — Кермадек и Северная и Южная Антильские дуги. Как показали Венинг-Мейнес [20—23], Хесс [7] и др., аномалии располагаются обычно на выпуклой внешней стороне дуги, относительно далеко от береговой линии этих гористых островов.

В южной Европе и Средиземноморской области относительное смещение отрицательных аномалий силы тяжести во внешнюю сторону характерно не только для Северных, но и для Южных Апеннин, а также для Южных Карпат, эллинид и в особенности для Пелопоннесско-Критской островной дуги (включающей острова Китира, Антикитира, Карпатос и Родос). Существенно, что смещение аномалий не зависит от характера внесения поправок за рельеф или высоту над уровнем моря. Так, несмотря на то что аномалии Фая (в свободном воздухе) и аномалии Буге действительно очень сильно отличаются друг от друга по величине аномалий, вычисленных по одним и тем же точкам наблюдения, положения аномалий по отношению к горным хребтам (т. е. к элементам рельефа) остаются одинаковыми на любой карте.

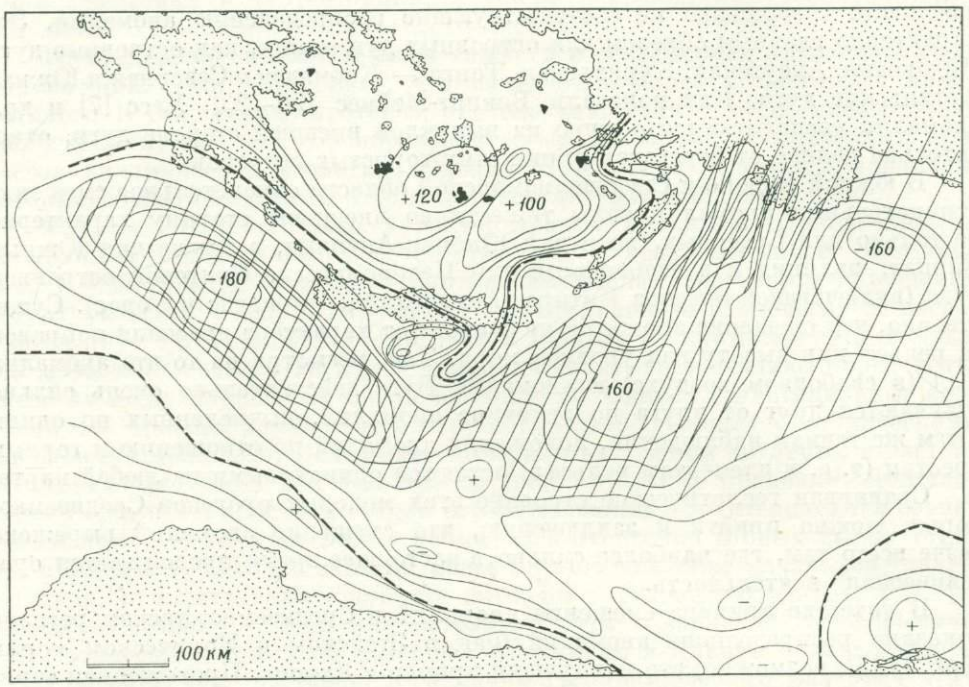
Сравнивая геологическое строение этих молодых орогенов Средиземноморья, можно прийти к заключению, что смещение аномалий выражено резче всего там, где наиболее сильно в настоящее время продолжается орогеническая деятельность.

В качестве примера смещения аномалий в Средиземноморском регионе показано распределение аномалий Фая в Эгейском и Ионическом морях (фиг. 1) [3]; возможно, это наилучший пример в Европе. Протяженная отрицательная аномалия к югу от Пелопоннеса, Крита и Родоса имеет самые большие в Европе значения [(—160)—(—180) мгл]. Рядом с ней располагается сильная положительная аномалия Эгейского моря с центром в районе острова Тира (на нем расположен вулкан Санторин, один из действующих вулканов Средиземного моря, проявлявший активность еще в 1956 г.). Пелопоннесско-Критско-Родосская островная дуга следует точно вдоль границы между полями с недостатком и избытком силы тяжести, на равном расстоянии от максимума на севере и от минимума на юге. Здесь мы имеем типичный средиземноморский ороген в стадии островной дуги, уникальный в Европе, но более или менее сравнимый с известными островными дугами периферии Тихого океана. Исходя из того, что аномалия Ионического моря — единственная в Средиземноморье, которая располагается почти целиком в пределах форланда складчатого хребта, тогда как другие соседние смещенные аномалии в какой-то мере захватывают и сами горные цепи, автор в 1966 г. пришел к заключению, что Пелопоннесско-Критский ороген должен рассматриваться как один из наименее зрелых с точки зрения орогенического развития во всем Средиземноморье; он может находиться сейчас в состоянии полной орогенической активности.

Глубоководное бурение по программе «*D/V* Гломар Челленджер», осуществленное недавно Скриппсовским океанографическим институтом [13], подкрепило правильность этого предположения новыми серьезными данными: под дном Эллинского желоба между Пелопоннесом и Критом было обнаружено налегание нижнемеловых известняков возраста около 120 млн. лет на неконсолидированные плиоценовые илы. Насколько известно в настоящее время, в Средиземноморском складчатом поясе это самые молодые отложения, вовлеченные в надвигание.

Эти данные уверенно свидетельствуют о том, что современные движения коры в восточной части Средиземного моря, особенно впереди Пелопоннесско-Критской островной дуги, имеют орогеническую природу.

Смещенные аномалии и мигрирующие передовые прогибы. Отрицательные аномалии силы тяжести в молодых складчатых поясах, характеризующихся современной орогенической активностью, не совпадают с орографи-



Фиг. 1. Карта аномалий Буге восточной части Средиземного моря [3].
Измерения проводились морским гравиметром типа Аскания (аномалии в миллигалах).

ческими поднятиями, а занимают большую или меньшую часть форланда, т. е. области передовых прогибов перед горными хребтами. Если учесть, что существуют корни гор в районах без горного рельефа, так же как отрицательные аномалии силы тяжести без изостатических поднятий, а иногда даже с антиизостатическими погружениями, то можно сказать, что это примечательное смещение аномалий нельзя объяснить ни гипотетическими корнями гор (погруженных в верхнюю мантию под тяжестью гор), ни принципом изостазии. В данном случае причины и следствия меняются местами, поскольку некоторые (если не все) смещенные аномалии возникают изначально в пределах форланда, далеко от настоящих горных хребтов. Следовательно, мы должны предположить, что отрицательные аномалии силы тяжести могут быть вызваны факторами неизостатического характера, геосинклинальным прогибанием и накоплением еще не уплотненных диагенетически молодых осадочных толщ примерно в соответствии с гипотезой «глубинного втягивания» (down buckling) Венинг-Мейнеса [20]. Позднее, когда ослабевают силы неизостатической природы, вызывающие прогибание, начинает преобладать изостатическое поднятие. По мере продвижения в сторону форланда орогенического фронта прежняя зона опускания начинает постепенно подниматься таким образом, что зоны с дефицитом масс и зона поднятия постепенно сближаются вплоть до полного совмещения, как в Альпах.

Поэтому смещенные аномалии требуют неизостатических (орогенических) сил, нарушающих равновесие масс в коре и верхней мантии. Они также указывают на миграцию орогенических зон, т. е. зон прогибания, сжатия, поднятия и латерального растяжения. Тот факт, что распределение масс не согласуется с орографией, можно объяснить только миграцией орогенической активности, в особенности передовых прогибов. Можно наметить ряд средиземноморских орогенов с увеличивающейся степенью согласованности между гравитационным полем и орографией. Такой ряд можно начать

с Пелопоннесско-Критского орогена, отрицательные гравитационные аномалии которого полностью сосредоточены на территории форланда, продолжить его эллинидами, Южными Карпатами и Апеннинами, в которых отрицательные аномалии постепенно захватывают все большую часть горного сооружения, и закончить Альпами с высокой степенью согласованности орографии с распределением аномалий. Этот ряд можно рассматривать как непрерывный генетический ряд последовательных стадий развития.

Другими словами, смещенные аномалии форланда молодых горных цепей или островных дуг свидетельствуют о современной активности орогенических сил и указывают направление и интенсивность будущего горообразования. Гравиметрические исследования дают нам возможность определить места современной орогенической активности, а также обнаружить тенденции и особенности современных орогенических процессов. От внешней стороны внутрь активного орогена могут быть выделены следующие располагающиеся друг за другом зоны: 1) внешняя зона ненарушенного, но медленно погружающегося форланда; 2) зона интенсивного прогибания, обычно с незначительным осадконакоплением; иногда, особенно на ранней стадии развития, прогибание сопровождается сильным геосинклинальным вулканизмом; 3) зона, непосредственно соседствующая с орогеническим фронтом, где накапливаются большие массы отложений флишевого типа, почти сразу же испытывающие складкообразование и надвигание; 4) зона орогенического поднятия, характеризующаяся скорее тенденциями к растяжению, чем к боковому сжатию, свойственному флишевому прогибу; 5) другая зона прогибания, создающая широкий тыловой прогиб, сопровождающийся на внешней окраине значительными разрывами растяжения, грабенами и сильной вулканической деятельностью. Во внутреннем поясе таких активных орогенов обычно происходит внедрение крупных гранитных интрузий (благодаря тому, что континентальная кора способна поставлять в достаточном количестве гранитную магму) и развивается региональный метаморфизм в связи с усилившимся тепловым потоком снизу.

В ходе орогенической эволюции во времени и пространстве все эти тектонические зоны медленно, но непрерывно меняют положение по отношению к «эпейрогеническому» форланду. Однако, для того чтобы продвигался орогенический фронт, должны опускаться прогибы форланда. Там, где такой фронт непосредственно упирается в платформы или щиты, сложенные складчатыми образованиями докембрийской континентальной коры, он более или менее внезапно может быть остановлен эпиконтинентальной платформой, испытавшей значительное эпейрогеническое поднятие вместо тектонического погружения. Во время геократических периодов, как в настоящее время, когда континенты имеют максимально возможные размеры, а континентальные окраины характеризуются самыми малыми размерами, активные орогенические фронты создаются только там, где их продвижению не препятствуют смежные поднятые континентальные блоки. Подобно тому как волны затихают на поднимающейся береговой отмели, орогенические фронты, двигающиеся к континенту, затухают при приближении к эпиконтинентальному щиту. Эти орогенические фронты можно назвать *эпейропетальными* (epeiropetal) в отличие от *эпейрофугальных* (epeirofugal), которые продвигаются в сторону открытого моря.

Следовательно, современные орогенические фронты в основном располагаются ниже уровня моря, что ограничивает поле геологических наблюдений несколькими небольшими поднятиями в виде отдельных островов и архипелагов. Таким образом, актуалистическое изучение развития орогенических фронтов с позиций современных движений должно основываться прежде всего на океанологических и геофизических исследованиях. По мере изучения геологии и структуры островов выявляется, что некоторые из этих поднятий можно отнести к зоне орогенического воздымания непосредственно

позади настоящего фронта, тогда как другие принадлежат вулканическому поясу, протягивающемуся вдоль внешнего края тылового прогиба, или плутоническому центру позади вулканической островной дуги, сложенной высоко метаморфизованными осадочными отложениями, прорванными главным образом гранитными интрузиями. Обширные пространства между этими редкими поднятиями можно изучить только с помощью методов современной океанологии.

Скорость распространения и количество активных в настоящее время орогенических фронтов очень ограниченны, так как только эпейрофугальные фронты имеют возможность развиваться и приводить к активному современному горообразованию. Эпейропетальные фронты остановились в развитии в позднетретичное или даже раннетретичное время, когда начали увеличиваться геократические тенденции. Кроме того, некоторые из хорошо известных островных дуг Тихоокеанского кольца представлены только вулканическими поясами (зоной так называемого Rückseitenvulkanismus немецких геологов), а другие зоны активного орогена недостижимы из-за больших глубин океана. Океанические орогенические фронты вдали от континентов будут вырождаться в связи с недостатком питания, поскольку для их развития необходимы компенсирующие массы терригенных осадков, поступающих за счет эрозии суши. При отсутствии осадочных толщ, способных сминаться в складки, горы не могут быть созданы изостатическим поднятием. В то же время эпейропетальные орогенические фронты могут быть парализованы перекомпенсацией их передовых прогибов, которая задерживает свободное продвижение фронта в сторону щита. Для тектоники, как и для рода человеческого, обжорство так же вредно, как и голодание!

В Средиземноморской области в течение длительных периодов геологической истории орогеническое прогибание компенсировалось поступлением осадков, вследствие чего могли возникнуть многие хорошо выраженные горные цепи. Осталась только одна активная орогеническая островная дуга, а именно упоминавшаяся уже Пелопоннесско-Критская орогеническая дуга, современная орогеническая активность которой доступна геологическим исследованиям. Поэтому мы рассмотрим ее более подробно.

Пелопоннесско-Критская островная дуга как пример современного альпинотипного горообразования. Как уже указывалось, эта часть Греции, соединяющая Европу и Малую Азию, в тектоническом отношении может рассматриваться как самая молодая, еще активная часть Средиземноморского складчатого пояса. Именно здесь (если это вообще возможно) мы должны видеть, как происходит орогенез. Рассмотрим остров Крит — самый большой остров этой дуги, известный начиная с минойской культуры (первая высокоразвитая культура в Европе после каменного века).

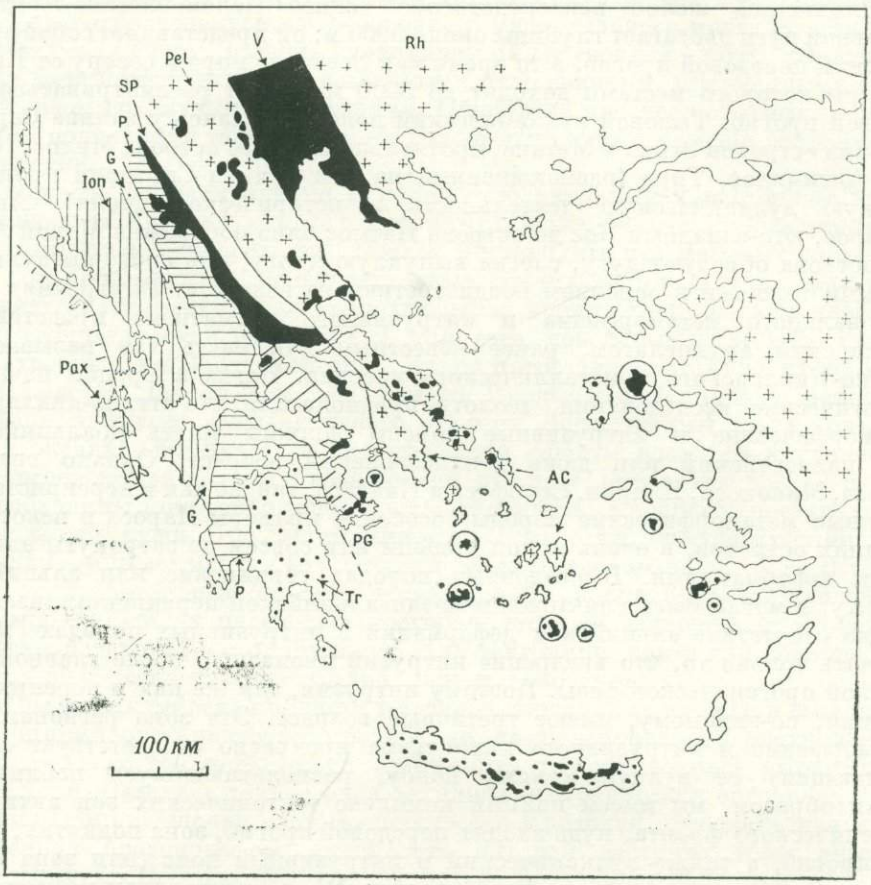
Как показывают многочисленные выходы высоко поднятых морских верхнетретичных отложений, этот большой гористый остров входит в зону орогенического поднятия. Молодое поднятие, по-видимому, ограничивается собственно горным районом, поскольку несколько минойских гробниц, высеченных в скалах вблизи побережья на северном и южном склонах (например, близ Мегарон-Ниру, в 12 км восточнее Ираклиона, и в заливе Месара к югу от Феста), в течение последних 3000 или 4000 лет находилось ниже уровня моря. Возможно, что это погружение обусловлено также эвстатическим повышением уровня моря, вызванным глобальным отступанием ледников.

Верхнетретичные отложения, поднятые на высоту десятков и сотен метров над уровнем моря, имеют характер моласс и представлены тонкозернистыми песчаными или мергельными отложениями, местами с богатой морской фауной, преимущественно пластинчатожаберных (пелеципод). В некоторых участках верхнемиоценовые эвапориты, например гипсы, могут переслаиваться с лишенными фауны, сильно обезвоженными осадками.

Эллинский желоб непосредственно южнее Пелопоннесско-Критской островной дуги достигает глубины около 5000 м; он представляет собой орогенический передовой прогиб, в то время как Эгейское море к северу от Крита, глубины которого местами доходят до 3000 м, может рассматриваться как тыловой прогиб. Тыловой вулканический пояс, начинаясь у залива Сароникос близ островов Эгина и Метана, протягивается через острова Милос, Кимолос, Антимилос, Тира (расположенный на нем вулкан Санторин проявлял сильную вулканическую деятельность в историческое время), Анафи, Нисирос, юго-западный Кос до острова Патмос близ побережья Малой Азии. Эти острова образуют дугу, слегка выпуклую к югу; они сложены вулканогенными толщами в основном позднетретичного возраста. Внутренняя зона регионального метаморфизма и интрузивного магматизма представлена Кикладским архипелагом, ранее известным как часть так называемого Аттико-Кикладского кристаллического массива. Когда в Греции начались геологические исследования, геологи предполагали, что аттико-кикладские метаморфические и интрузивные породы должны иметь доальпийский, т. е. палеозойский или даже допалеозойский возраст. Однако граниты Тиноса, Миконоса, Икарии, Серифоса и Наксоса, так же как и перекристаллизованные метаморфические породы, особенно мраморы Пароса и некоторых соседних островов, в очень малой степени или совсем не затронуты альпийскими деформациями. В осадочных породах герцинские или альпийские структуры могли быть уничтожены позднеальпийской перекристаллизацией, однако отсутствие альпийских деформаций в интрузивных породах может означать только то, что внедрение интрузий произошло после главной альпийской орогенической фазы. Поэтому интрузии, так же как и перекристаллизация, по-видимому, имеют третичный возраст. Эта зона регионального метаморфизма и интрузивного магматизма прекрасно соответствует сопровождающему ее вулканическому поясу, располагающемуся поблизости. Таким образом, мы имеем полный комплекс тектонических зон активного орогенического фронта, куда входят передовой прогиб, зона поднятия, тыловой прогиб, а также вулканический и интрузивный пояс (или зона Rückseitenvulkanismus и Rückseitenplutonismus) с региональным метаморфизмом.

На геологической карте Греции масштаба 1 : 500 000 [12] Крит выглядит как часть кристаллического массива, называемого Пелопоннесско-Критским, поскольку и на юге Пелопоннеса, и в западных и восточных районах Крита распространены кристаллические породы типа серицитовых сланцев, филлитов и кристаллических известняков. В то же время Обуэн с соавторами (1960—1963) рассматривает эту часть Пелопоннеса (выделяемую в комплексе зон эллинид как зона Триполис) в качестве кордильеры, которая вместе с Гавровской кордильерой отделяет внешний миогеосинклинальный «Ионический» прогиб от внутреннего эвгеосинклинального «Пиндосского» прогиба.

Фиг. 2 основывается на этих изопических зонах, выделенных Обуэном и его соавторами. Зона Вардар, маркирующаяся главным образом основными и ультраосновными изверженными породами, выклинивается в северо-западной части Северных Киклад. Пелагонийский и Аттико-Кикладский кристаллические массивы отделены друг от друга поперечной, перпендикулярной фронту зоной, вдоль оси которой располагается депрессия, выполненная мезозойскими и третичными отложениями. Субпелагонийская офиолитовая зона с чередующимися маломощными прослоями сланцев и роговиков (так называемый сланцево-роговиковый комплекс) и с многочисленными перидотитовыми интрузиями распространяется только до восточного Пелопоннеса. Вместо нее в центральном Пелопоннесе появляется Пелопоннесско-Критская (Триполис) зона с метаморфическими сланцами, филлитами и кристаллическими известняками, которая продолжается на юго-восток до острова Эласа, расположенного к востоку от Крита.

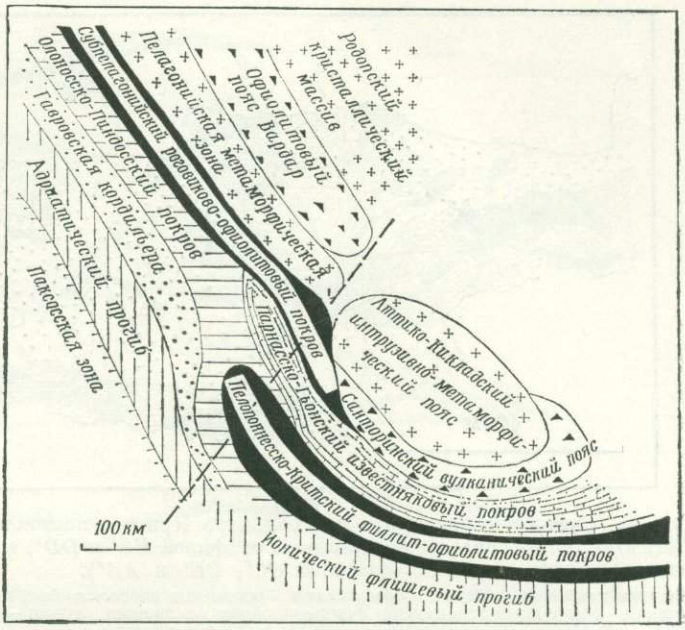


Фиг. 2. Тектонические и фациальные зоны эллинид по Обуэну и др. (1960—1963).

Pax — Паксосская зона форланда; *Ion* — Ионическая внешняя миогеосинклинальная зона; *G* — Гавровская кордильера; *P* — Пиндосская внешняя эвгеосинклинальная зона; *Tr* — центральная миогеосинклинальная зона Триполис (впоследствии частично перекрытая зоной *P*); *PG* — Парнасско-Гьонская внутренняя миогеосинклинальная зона; *SP* — Субпелагонийская зона (позже роговиковые и офиолитовые покровы); *Pel* — Пелагонийская зона; *AC* — Аттико-Кикладский кристаллический массив; *V* — самая внутренняя эвгеосинклинальная зона Вардар; *Rh* — Родопский кристаллический тыловой массив. Черным показано распространение вулканогенных пород. Вулканы от верхнетретичного возраста до современных обведены кружком.

Парнасско-Гьонская зона, представленная в горных хребтах вблизи Дельф, слагается триасовыми доломитами, мегалодоновыми известняками, в основном карбонатными юрскими и меловыми породами (верхнемеловыми известняками с аммонитами, водорослями, кораллами, гастроподами и рудистами) и сланцами и песчаниками позднемелового — раннетретичного возраста, за которыми следуют нуммулитовые известняки и флишеподобные отложения. Южнее реки Сперхиос она ограничена континентальной Грецией и Пелопоннесом.

Таким образом, между эллинидами sensu stricto и молодой орогенической дугой, соединяющей центральный Пелопоннес с Критом, существуют значительные различия. Несмотря на некоторые сходные черты, убедительные данные говорят о том, что и вулканический пояс Санторин, и отрицательные аномалии силы тяжести ограничиваются Пелопоннесско-Критской островной дугой и не продолжаются дальше к северо-западу. Как будет показано ниже, не только эллиниды, но и Пелопоннесско-Критский ороген обладают своим собственным эвгеосинклинальным прогибом. Соседним орогенам с независимыми эвгеосинклинальными желобами необходимо давать

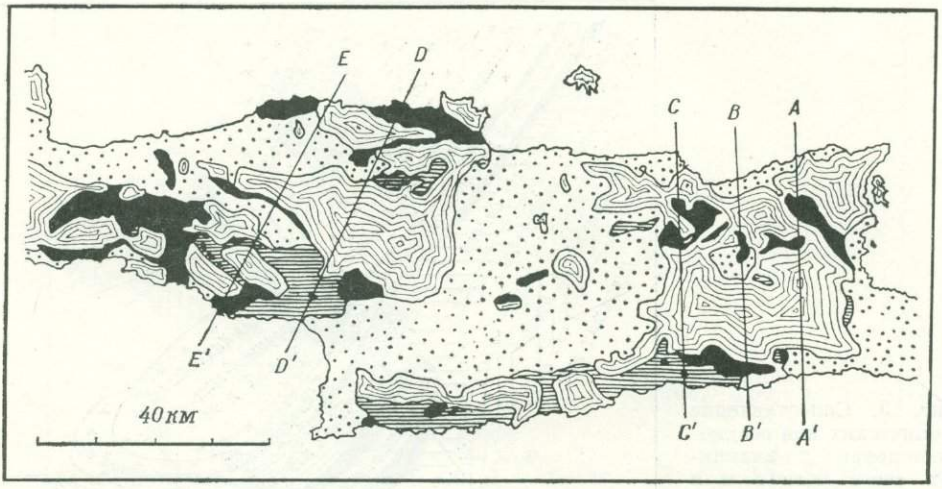


Фиг. 3. Сопоставление изопических зон осадконакопления в эллинидах sensu stricto и в миноидах (Пелопоннесско-Критская островная дуга).

самостоятельные названия. В связи с этим мы вводим новый термин «миноиды» (вместо термина «Пелопоннесско-Критский ороген») в противопоставление термину «эллиниды». Эти термины могут быть разграничены так, как показано на фиг. 3.

Эллиниды и миноиды принадлежат к эпейрофугальному орогеническому поясу динарид (по отношению к Восточно-Европейской платформе, представляющей собой настоящее ядро Европейского континента) и разграничиваются линией, протягивающейся приблизительно от центра острова Эвбея через Коринфский перешеек и центральный Пелопоннес в западную часть Ионического моря перед Пилосом (фиг. 3). Очертания миноид, названных по минойской культуре Крита, совпадают с областью, в пределах которой обнаружены следы минойской культуры. Развитие последней, по-видимому, было резко оборвано примерно в XV в. до н. э. катастрофическим проявлением сейсмической и вулканической деятельности, связанной с минойским орогенезом.

Центральный Крит; геологическая структура, надвигание и последовательность покровов. Рассмотрим центральную часть Крита, располагающуюся в середине зоны орогенического поднятия (фиг. 4). Горы высотой до 2500 м над уровнем моря, сложенные известняками возраста от палеозоя до верхнего мела, возвышаются над предгорьями, сложенными в основном третичным флишем и молассой. Особого внимания заслуживают филлиты так называемого Пелопоннесско-Критского кристаллического массива, которые показаны черным на фиг. 4. Изучение выходов этих пород в глубоких дорожных выемках показывает, что они содержат очень много включений офиолитового материала, представленного основными и ультраосновными изверженными породами эвгеосинклинального генезиса. Во многих местах этот филлит-офиолитовый комплекс очень похож на комплекс блестящих сланцев (Schistes Lustrés) Западных Альп и другие типично эвгеосинклинальные отложения и изверженные породы Альпийского орогенического пояса. Как было показано Вюрмом [26], с филлит-офиолитовым комплексом на западе Крита ассоциируются черные сланцы, кварциты, конгломераты, сланцеватые известняки, а также триассовые доломиты и гипсы. В Западных Альпах осадконакопление в Пеннинской фациальной зоне началось с карбо-



Фиг. 4. Схематическая карта центрального Крита с комплексами покровов Псилоритис (Ити-Ори, слева, пересечены линиями профилей *EE′* и *DD′*) и Дикти (Лассити-Ори, справа, пересечены линиями профилей *CC′*, *BB′* и *AA′*).

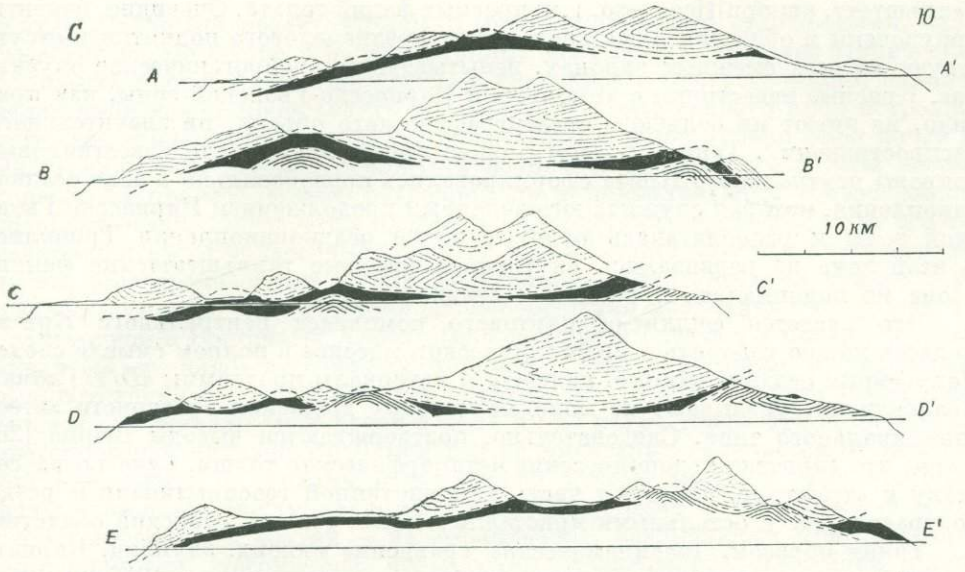
Черным показаны филлиты с офиолитами в основании известняковых покровов. Горизонтальная штриховка — ранне-позднетретичные флишеподобные отложения, точки — неоавтохтонные позднетретичные — четвертичные осадочные отложения молассового типа.

натно-эвапоритового комплекса триаса; перекрывающие его офиолитсодержащие известковистые филлиты указывают на более или менее резкую смену фациальных условий. Весьма возможно, что содержащие офиолиты филлиты Кипра также представляют собой мезозойский эвгеосинклинальный вулканогенно-осадочный комплекс.

Вюрм [26] полагает, что контакт между филлитами и покрывающими их массами известняков имеет тектоническую природу и, по всей вероятности, связан с покровной тектоникой. Вышележащая толща известняков относится к так называемой зоне Триполис центрального Пелопоннеса [Ренц, 1950]; она начинается доломитами верхнего триаса и достигает мощности 500—1000 м. Вюрм [26] не был уверен в том, действительно ли филлит-офиолитовый комплекс предположительно раннетриасового возраста является настоящим стратиграфическим основанием вышележащих известняков. Кюсс [8] обнаружил на Крите пермские фузулиниды, доказав, таким образом, что накопление известняков в зоне Триполис Крита началось намного раньше. Сейчас мы можем допустить, что филлит-офиолитовый комплекс центрального Крита был тектонически перекрыт доломитами и известняками возраста от позднего палеозоя до мела в результате крупномасштабной покровной тектоники. Разрезы, изображенные на фиг. 5, проходят через горы Дикти (*AA′*, *BB′*, *CC′*) и горы Псилоритис (*DD′*, *EE′*) (ср. фиг. 4). Покровные элементы, сложенные известняками и доломитами, неизменно находятся в тектоническом контакте с темными офиолитсодержащими филлитами (показаны черным на фиг. 5).

Кроме того, между филлит-офиолитовым комплексом и подстилающими флишеподобными отложениями существует поверхность надвигания. В обнажениях вдоль южного склона гор Дикти видно, что верхний известняковый покров с филлит-офиолитовым комплексом в основании (представляющим милонитовый горизонт скольжения) скользил в позднетретичный, выполненный флишем передовой прогиб (фиг. 5).

Наиболее вероятно, что перемещение покровов имело гравитационный характер, так как среди флиша можно найти блоки различных типов пород и размеров (известняки, офиолиты и метаморфические породы от нескольких



Фиг. 5. Геологические разрезы центрального Крита по линиям, показанным на фиг. 4.
Сверху вниз: известняковые покровы миогеосинклинального генезиса, милонитовые горизонты скольжения, сложенные филлитами с офиолитами эвгеосинклинального генезиса (черное), и надвинутый ионический флиш.

сантиметров до сотен метров в поперечнике). Метаморфические породы в фациях зеленых и глаукофановых сланцев чередуются с неметаморфизованными флишевыми отложениями [26]. Клиновидные блоки, расположенные вблизи надвиговой поверхности, показывают, что покровы поступали с севера, т. е. из района между Критом и Аттико-Кикладским кристаллическим массивом. Каждый из тектонически накладывающихся друг на друга комплексов центрального Крита должен был поступать из своего собственного первичного района седиментации; эти районы располагались рядом, но характеризовались разными фациями. Южный позднетретичный флишевый прогиб (названный на фиг. 3 *Ионическим флишевым прогибом*) в настоящее время представлен зоной орогенического поднятия — Минойской островной дугой. Эвгеосинклинальный прогиб с офиолитовым материалом мезозойского (в первом приближении) возраста располагался у северного края автохтонной флишевой зоны. Еще дальше к северу находился миогеосинклинальный фациальный пояс, характеризующийся известняками и доломитами от верхнепалеозойского до мелового возраста.

Сравнивая эти параллельные изопические зоны осадконакопления в системе миноид с аналогичными зонами континентальной Греции, особенно эллинид sensu stricto, мы должны учитывать, что зона Триполис центрального Пелопоннеса была тектонически перекрыта надвинутыми толщами Олоносско-Пиндосского прогиба, которые пока еще неизвестны на Крите. По-видимому, Олоносско-Пиндосский прогиб замыкается между Пелопоннесом и Критом. В то время как там, где существовал Олоносско-Пиндосский прогиб, известняковые толщи Триполис и Парнасско-Гьонская отделены друг от друга, весьма возможно, что восточнее они смыкаются, хотя вследствие большого сходства их очень трудно разделить.

Однако между этими двумя фациальными зонами существуют и некоторые различия. В зоне Триполис Крита не обнаружено бокситов, которые характерны для регрессивных горизонтов среднемеловых отложений Парнасско-Гьонской зоны Пелопоннеса; нет там также характерных красных известняков с аммонитами, известных под названиями горизонтов Булог, Асклепион,

Галльштатт, ammonitico rosso, или красных фаций гольта. Очевидно, бокситы приурочены к областям локального ранне-среднемелового поднятия и отсутствуют во всех смежных районах, испытывавших эпейрогеническое опускание. Красные известняки с аммонитами Парнасско-Гьонской зоны, как правило, не имеют ни большого стратиграфического объема, ни значительного распространения. Таким образом, можно предположить, что известняковые покровы центрального Крита сформировались первоначально в зоне осадконакопления, которая служила юго-западным продолжением Парнасско-Гьонской зоны и располагалась рядом с зоной осадконакопления Триполис. В этой зоне не развивались внутренние рифовые галльштаттские фации, и она не поднималась в раннем и среднем мелу.

Что касается филлит-офиолитового комплекса центрального Крита, то здесь можно говорить о кристаллическом массиве в полном смысле слова. Полученные недавно данные, включая и материалы программы «*D/V* Гломар Челленджер», указывают на молодые коровые движения орогенного эвгеосинклинального типа. Следовательно, подтверждаются выводы Вюрма [26] о том, что «критско-пелопоннесские метаморфические толщи, судя по их составу и структуре, образуют часть альпинотипной геосинклинали и резко контрастируют с остальными кристаллическими зонами Эгейской области».

Таким образом, геодинамическое сравнение миноид, эллинид, Карпат, Апеннин и Альп вполне оправдано, на что указывал автор в 1966 г.; такое детальное сопоставление осуществляется по программе «Геодинамика Средиземноморья» Немецкого научно-исследовательского общества.

Поле силы тяжести и механизм перемещения покровов. Если действительно в Восточном Средиземноморье существует на современном этапе активный ороген с позднеплиоценовыми и постплиоценовыми покровами, следует остановиться на том, как мог развиваться орогенез и как осуществлялось перемещение покровов.

Кажется очевидным, что покровы не могли перемещаться в одну стадию и что имели место две или большее количество стадий. Сначала на юг, в сторону филлит-офиолитовых эвгеосинклинальных прогибов, скользили известняковые покровы, располагавшиеся первоначально у южного края Аттико-Кикладского массива. Можно предполагать, что миогеосинклинальные рифовые «платформы» известняков Триполис вначале были подняты над глубоко погруженными эвгеосинклинальными желобами, так что возник обширный склон, благоприятствующий гравитационному скольжению. Возможно, это произошло в раннетретичное время и сопровождалось накоплением флиша в передовом прогибе перед надвигавшимися покровами. Таким образом, погружающиеся прогибы заполнялись не только за счет осадконакопления, но и с помощью тектоники скольжения. Однако скольжение покровов должно было прекратиться, когда надвигавшиеся массы достигли границы эвгеосинклинального желоба с форландом, и не могло возобновиться без миграции передовых прогибов и зон поднятия. Эвгеосинклинальный прогиб, представлявший собой до этого зону значительного прогибания, начал подниматься, в то время как расположенная южнее Ионическая зона прогибалась. В результате седиментационное и тектоническое заполнение эвгеосинклинального прогиба снова оказалось в неустойчивом положении и начало скользить вниз по склону между поднятой эвгеосинклинальной зоной и прогибающейся Ионической флишевой зоной. Как и раньше, флишеподобные отложения отлагались в передовом прогибе впереди покровов, иногда в виде дикого флиша, с блоками и оползневыми массами до сотен метров в поперечнике, скользившими по склону впереди фронта продвигающихся покровов.

Мы видим, следовательно, что Минойская островная дуга сложена 1) в основании автохтонным комплексом флиша или дикого флиша, 2) перекрывающими его покровами, включающими по крайней мере две тектонически наложенные друг на друга осадочные фации, и 3) нормально отлагавшимися

верхнетретичными неоавтохтонными молассоподобными отложениями, залегающими на автохтоне и на аллохтонных комплексах. Недавно Ионический флишевый прогиб также поднялся, и связанное с орографическим склоном надвигание может происходить в узкой зоне вдоль южного края островной дуги, где наблюдается перепад высот от 2500 м выше уровня моря почти до 500 м ниже его. Нельзя исключить возможность того, что в этом желобе передового прогиба южнее островной дуги накапливаются сейчас флишеподобные осадки, тогда как в пределах зоны орогенического поднятия осадконакопление имеет молассовый характер, как в позднетретичное и четвертичное время. Молассоподобные осадки, по-видимому, отлагались на кровле перемещавшихся масс уже во время их перемещения аналогично тому, как это происходило в Восточных Альпах (конгломераты Гозау) и в Северных Апеннинах («Тонгриано» внутренних Апеннин). Верхнетретичные молассоподобные отложения над аллохтонными массами центрального Крита также относятся к отложениям типа Гозау и поэтому не могут указывать на окончание орогенической активности. Флишевая седиментация отличается от молассовой в основном глубинами относительно уровня моря; в ходе орогенеза флиш и моласса могли накапливаться рядом, один — в глубоко опускавшихся прогибах, а другая — на кордильерах, возникавших при орогеническом поднятии. Несомненно, что изучение современных отложений в передовом прогибе к югу от Крита представляется весьма интересным как с точки зрения геологии, так и океанологии.

Как уже упоминалось выше, зоны надвигания смещались во внешнюю сторону, по мере того как мигрировали к югу передовые прогибы и зоны поднятия. В связи с этой миграцией орогенической активности нельзя не вспомнить о ранних работах Ван Беммелена [18, 19], который 40 лет назад на островах Индонезийского архипелага обнаружил такое же смещение орогенической активности наружу во времени и пространстве. Мы можем, следовательно, предположить, что продвижение орогенических фронтов играет существенную роль в геодинамике. Продвижение орогенических фронтов вызывает также движение покровов. В 1965 г. автор сравнил такое перемещение покровов при миграции передовых прогибов со «скольжением на бурунах» (surf-riding), когда горизонтальное перемещение вызывается волноподобными опусканиями и поднятиями. Перемещение Минойских покровов очень похоже на этот механизм: в настоящее время позади островной дуги не существует большого геотумора, который приводил бы к гравитационному скольжению на всем пути от края Аттико-Кикладского массива до южного Крита, а характер неогенового осадконакопления в Эгейской области позволяет сделать вывод, что такого обширного гипотетического геотумора не существовало здесь также и в третичное время. Наоборот, Эгейское море опустилось почти на 3000 м ниже уровня моря и представляет собой типичный тыловой прогиб, заполнявшийся в течение позднетретичного времени пресноводными, солоноватоводными и морскими отложениями. Подобно волнам на водной поверхности, мигрирующие зоны поднятия и прогибания продолжают создавать склоны между поднятиями и впадинами коры, вследствие чего возможно продвижение покровов. Как устанавливается в центральном Крите, надвинутые массы известняков гор Дикти и горы Псилоритис (фиг. 5) являются не изолированными частями некогда единого покрова, охватывавшего весь остров с окружавшими его районами и вытолкнутого тектоническими силами из гипотетической зоны корней, а скорее отдельными покровными единицами, сорванными в давние времена и независимо увлекавшимися действием силы тяжести. Только сила тяжести способна увлечь два таких изолированных покрова и все другие мелкие элементы вокруг них.

Если сопоставить направление перемещения покровов с картой аномалий силы тяжести, изображенной на фиг. 1, то можно увидеть, что покровы,

говоря языком геофизики, двигались от центра положительной аномалии к внешней зоне сильной отрицательной аномалии, т. е. из районов гравитационных высот в районы гравитационных понижений. Все виды тектонического перемещения, такие, как складчатость и движение покровов, способны восстанавливать нарушения равновесия в верхней мантии и низах коры, которые были вызваны орогенической активностью. Поэтому тектонические движения, по-видимому, продолжаются до тех пор, пока соседние орогенические зоны обладают резко различным полем силы тяжести. Восточное Средиземноморье и особенно Минойская островная дуга должны рассматриваться в качестве моментальной фотографии тектонической эволюции, которая растянулась на длительный период геологического времени и будет продолжаться до тех пор, пока не будет достигнуто гравитационное равновесие. Современное нарушение равновесия масс обусловлено различием структурного положения границы кора — мантия по обеим сторонам линии орогенического фронта; граница поднимается высоко там, где сила тяжести превышает норму, и опускается низко или исчезает там, где аномалии отрицательны. Вместо широкого склона гипотетического геотумора на земной поверхности существует характерный склон поверхности Мохоровичича, спускающийся с уровня по крайней мере 10—15 км позади орогенического фронта до, быть может, 40—50 км под передовым прогибом. Этот значительный склон в основании коры, погребенный и в какой-то мере уравновешенный различиями в мощности коры, создает условия неустойчивого расслоения в верхней части коры и как следствие тектоническое движение от внутренних орогенических зон к внешним. По мере того как зоны отрицательных аномалий во времени и пространстве смещаются во внешнюю сторону, покровы (в случае эпейропетального фронта) одновременно мигрируют от внутреннего края миогеосинклинали к внешнему фронту стабильного эпиконтинентального щита, испытывающего эпейрогеническое поднятие и вследствие этого способного поддерживать смещение аномалий, прогибание и тектоническое перемещение. В случае эпейрофугального фронта перемещение, вероятно, будет продолжаться на океанической стороне.

Местные различия в глубине залегания зоны перехода между корой и мантией могут быть вызваны медленным, но постоянным изменением геотермических и других условий в глубоких недрах Земли. Мы не можем решить в настоящее время, с чем связано изменение выделяющегося в глубинах Земли тепла (о чем свидетельствует различие между величинами теплового потока в глобальном масштабе): с различными количествами радиоактивных минералов в породах земной коры, с изменениями радиации тепла и теплопроводности или с гравитационным уплотнением ядра и нижней мантии. Однако, возвращаясь к поставленному вначале вопросу о периодичности или непрерывности орогенической активности в течение геологического времени, мы можем сказать, что все новые данные, несмотря на кратковременность сейсмических толчков и вулканических извержений, говорят о медленном смещении аномалий силы тяжести, что свидетельствует о более или менее непрерывных орогенических движениях в течение почти всего третичного и четвертичного времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Aubouin J.*, Geosynclines: Developments in Geotectonics, **1**, Amsterdam-London-New York, Elsevier, 335 p., 1965 [см. русский перевод: *Обуэн Ж.*, Геосинклинали, «Мир», М., 1967].
2. *Aubouin J., Brunn J. H., Celet P., Dercourt J., Godfriaux I., Mercier J.*, Esquisse de la géologie de la Grèce, Livre à la Mémoire du Prof. P. Fallot, Mém. Soc. Géol. France, **2**, pp. 582—610, 1960—1963.
3. *Fleischer U.*, Schwerestörungen im östlichen Mittelmeer nach Messungen mit einem Askania-Seegravimeter, Deutsch. Hydrograph. Zeitschr., **17**, № 4, pp. 153—164, 1964.

4. *Gilbert G. K.*, Lake Bonneville, U. S. Geol. Surv. Monogr., **1**, 438 p., 1890.
5. *Godfriaux I.*, Panorama de la géologie de l'Olympe (Grèce), Bull. Soc. Belge Géol. Paléontol. Hydrol., **76**, № 1—2, pp. 114—124, geol. map 1 : 166 660 (1968), 1967.
6. *Heim A.*, Geologie der Schweiz, **2**, Die Schweizer Alpen, Leipzig, C. H. Tauchnitz, 1018 p., 1921.
7. *Hess H. H.*, Gravity anomalies and island arc structure, Proc. Am. Phil. Soc., **79**, p. 71, 1938.
8. *Kuss S. E.*, Erster Nachweis von permischen Fusulinen auf der Insel Kreta, Praktika Akad. Athen, **38**, pp. 431—436, 1963.
9. *Kuss S. E.*, Eine pleistozäne Säugetierfauna der Insel Kreta, Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., **55**, pp. 271—348, 1965.
10. *Renz C.*, Stratigraphie Griechenlands, Athens, Institute Geol. and Subsurf. Research, 637 p., 1955.
11. *Renz C.*, Ergänzungsheft und Tektonische Übersichtskarte, Athens, Institute Geol. and Subsurf. Research, 55 p., 1957.
12. *Renz C., Liatsikas N., Paraskevaidis I.*, Geologic map of Greece, 1 : 500 000, Institute Geol. and Subsurf. Research, Athens, 1954.
13. *Ryan W. B. F., Hsü K. J.*, Glomar Challenger deep-sea drilling project, Univ. Calif., San Diego, Scripps Inst. Oceanography Release, № 155, pp. 1—7, 1970.
14. *Stensen N.*, De solido intra solidum naturaliter contento, Florence, 131 p., 1669.
15. *Stille H.*, Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin, Borntraeger, 443 p., 1924.
16. *Suess E.*, Das Antlitz der Erde, **1**, Prague, F. Tempsky; Leipzig, G. Freytag, 778 p., 1885.
17. *Temple P. G.*, Mechanics of large-scale gravity sliding in the Greek Peloponnesos, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, pp. 687—700, 1968.
18. *Van Bemmelen R. W.*, De undatie-theorie, Natuurk. Tijdschr. Ned. Ind., **92**, № 1, pp. 89—242, 1932.
19. *Van Bemmelen R. W.*, Phénomènes géodynamiques, Mém. Soc. Belge. Géol. Pal. Hydr., № 8, pp. 1—127, 1965.
20. *Vening-Meinesz F. A.*, Gravity and the hypothesis of convection currents in the Earth, Proc. Kon. Akad. Wetensch. Amsterdam, **37**, № 2, p. 37, 1934.
21. *Vening-Meinesz F. A.*, Gravity expeditions at sea, Neth. Geodetic Comm., **4**, pp. 1—233, 1948.
22. *Vening-Meinesz F. A.*, Earth's crust deformations in geosynclines, Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam, Ser. B, **53**, pp. 27—46, 1950.
23. *Vening-Meinesz F. A.*, The Earth's crust and mantle, Amsterdam, Elsevier, 124 p., 1964.
24. *Wunderlich H. G.*, Zyklischer-Bewegungsablauf beim Vorrücken orogener Fronten und der Mechanismus des Deckschollentransports nach dem Surf Ridingprinzip, Geol. Mijn., **44**, pp. 440—457, 1965.
25. *Wunderlich H. G.*, Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung, Mannheim, Bibliogr. Inst., 367 p., 1966.
26. *Wurm A.*, Zur Kenntnis des Metamorphikums der Insel Kreta, Neues Jahrb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart, pp. 206—239, 1950.
27. *Wurm A.*, Geologische Beobachtungen im Asterussia-Gebirge auf der Insel Kreta, Elleniki Geol. Etiria, **2**, pp. 80—87, 1955.

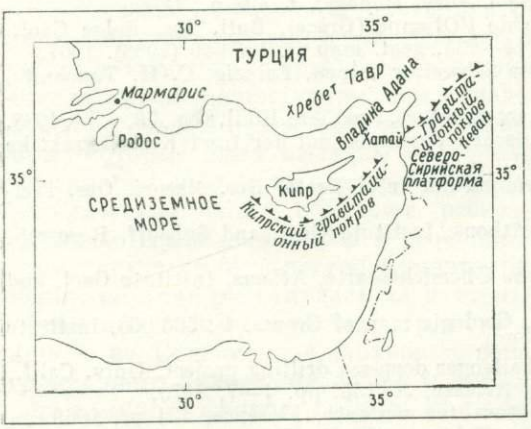
КИПРСКИЙ ГРАВИТАЦИОННЫЙ ПОКРОВ И АВТОХТОННОЕ ОСНОВАНИЕ КИПРА [1]

У. Тернер [2]

В результате проведенного автором детального геологического картирования западного Кипра впервые был установлен аллохтонный характер широко развитых толщ интенсивно дислоцированных пород. Аллохтонные толщи были отнесены к Кипрскому гравитационному покрову [15]. Настоящая статья в основном касается автохтонного основания и покрывающего его аллохтона, или Кипрского гравитационного покрова, их состава, характера структур и взаимоотношений.

[1] Я благодарен И. Ставрину, директору департамента Геологической службы Кипра, за обеспечение транспортом и лабораторным оборудованием во время выполнения программы геологического картирования. Я также признателен многим ученым, с которыми обсуждал проблемы геологии Средиземноморья, и, в частности, д-рам Т. Тейеру, Л. Фрейксу, Л. Пикару и Г. Клемме. Предложения д-ров А. Розенцвейга, Г. Клемме и Д. Зупкова намного улучшили эту статью. За интерпретацию отвечаю я.

[2] Гидротехника, Альбукерке, Нью-Мексико.



Фиг. 1. Региональная карта Восточного Средиземноморья.

Изложение в настоящем сборнике результатов последних работ автора на Кипре кажется вполне резонным, поскольку Кипрский гравитационный покров был интерпретирован как проявление гравитационной тектоники, составляющей предмет одного из разделов структурной геологии. Изучение гравитационной тектоники было начато Ван Беммеленом [16], который, в частности, интересовался происхождением пород массива Троодос.

Региональная геологическая обстановка. Кипр расположен в восточной части Средиземного моря и представляет собой часть краевой зоны форланда горной системы Тавр южной Турции (фиг. 1). Горы Тавр являются восточным продолжением динарид в Азии.

В течение большей части мезозоя южная Турция представляла собой широкую область континентального шельфа. В позднем мелу произошло региональное поднятие, тектоническая деформация и гравитационное соскальзывание серии мелководных отложений, а также основных и ультраосновных изверженных пород триасового и юрского возраста в пониженную краевую зону. В южной Турции результаты гравитационного скольжения представлены гравитационным покровом Кеван, который двигался к югу и был надвинут на Северо-Сирийскую платформу (Аравийский форланд). Вдоль линии надвига этого гравитационного покрова располагаются крупные массы офиолитов [11]. Вторая фаза направленного к югу сжатия и движения зафиксирована в юго-восточной Турции гравитационным покровом Элазиг, который соответствует большей части Таврского орогенического пояса юго-восточной Турции. Гравитационный покров Элазиг двигался на юг в конце среднего миоцена и перекрыл части более древнего гравитационного покрова Кеван.

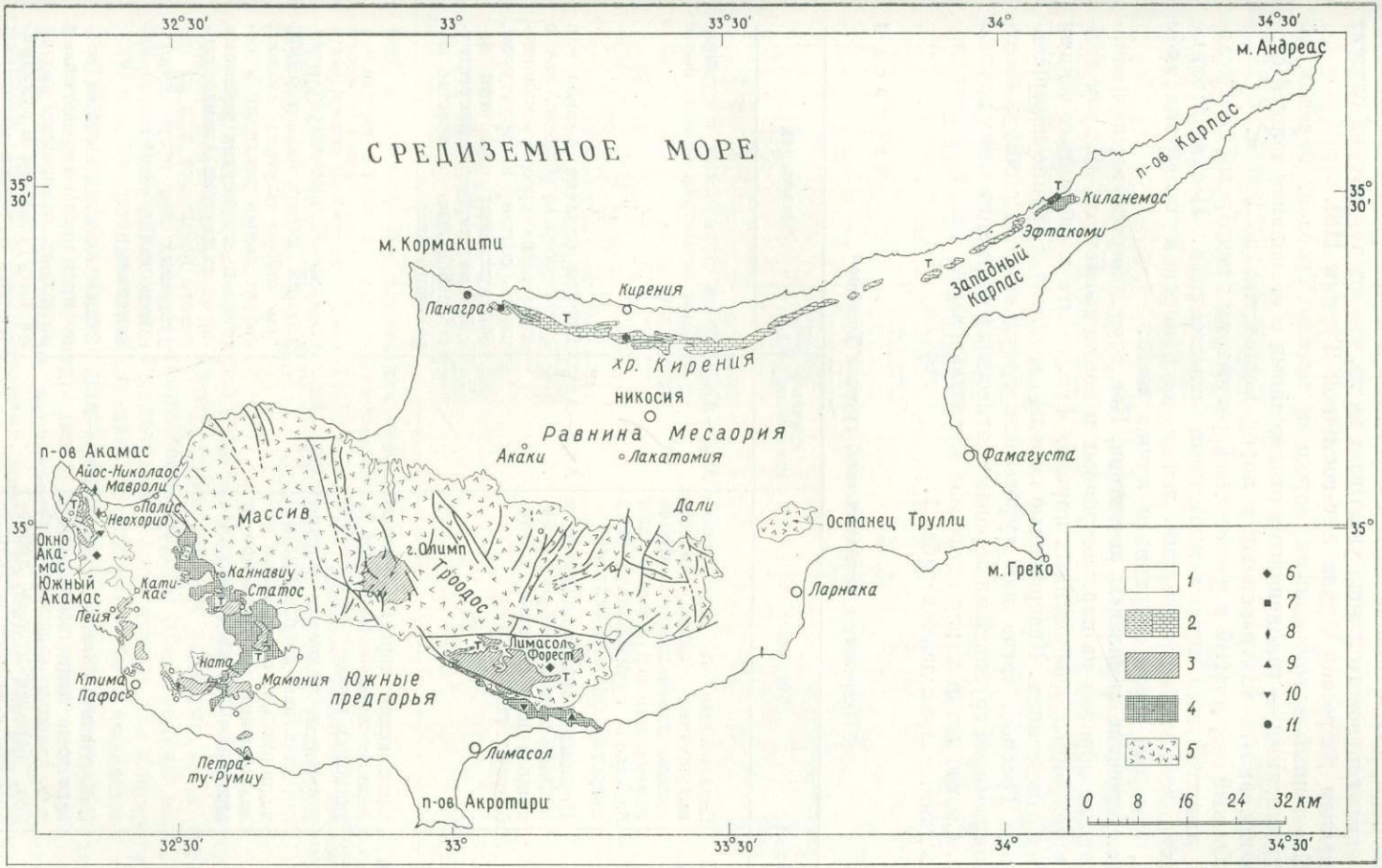
На Кипре имеются гомологи обоих этих тектонических элементов. Гравитационный покров Кеван — гомолог Кипрского гравитационного покрова. Сильное южное надвигание в горах Кирения и общее южное смещение всего Кипрского блока в конце среднего миоцена, возможно, делают весь Кипрский блок структурным гомологом гравитационного покрова Элазиг.

Кипр в целом делится на следующие зоны (фиг. 2), в каждой из которых распространены в той или иной мере породы, относимые к Кипрскому гравитационному покрову (с севера на юг):

1. Северная зона шельфовых отложений верхнего миоцена — голоцена, подстилаемых такими же сильно деформированными породами, как и в горах Кирения на юге.

2. Интенсивно складчатые, опрокинутые и разбитые чешуйчатыми надвигами горы Кирения, сформированные в конце среднего миоцена и сложенные нижнекампанскими — среднемиоценовыми карбонатными породами, флишем, а также конгломератами с огромными олистолитами пермских (?) мраморов и известняков и меньшим количеством аллохтонных подушечных лав, серпентинитов, сиенитов и риолитов (все породы представляют собой остатки Кипрского гравитационного покрова или гомотаксальных олистолитов).

3. Широкая равнина Месаория с толщей (мощность более 2800 м) сильно складчатых и рассеченных разрывами нижнекампанских — среднемиоценовых туфогенных граувакк, мела и флиша, перекрытых менее деформированными



Фиг. 2. Геологическая карта Кипра, на которой показано распространение автохтонных, аллохтонных и неоавтохтонных пород.

1 — неоавтохтон: группы Месаория, Дали и Лапитос (голоцен — маастрихт). Аллохтон (*2* — *3*): *2* — группа Трипа; *3* — группа магматических пород Аэтос (средняя юра — средний триас). Автохтон (*4*— *5*): *4* — формация Симу (группа Лапитос); *5* — группа магматических пород Троодос (нижний—верхний кампан). Изолированные выходы (*6*—*11*): *6* — серпентиниты и серпентинизированные ультраосновные породы; *7* — риолиты; *8* — метаморфические породы Афродита; *9* — известняки Петра-ту-Румиу; *10* — песчаники Акамас; *11* — сиениты. *T* — надвиговый контакт.

верхнемиоценовыми — голоценовыми мергелями и калькаренитами. Присутствие среднемиоценового флиша указывает на то, что эта территория служит продолжением депрессии Адана юго-восточной Турции [18].

4. Сложенный изверженными породами массив Троодос, перекрытый нижнекампанскими — голоценовыми отложениями и по надвигу толщей серпентинизированных ультраосновных пород мощностью до 900 м.

5. Южный складчатый и рассеченный разрывами предгорный пояс, сложенный автохтонными нижнекампанскими отложениями. Неоавтохтонные маастрихт-голоценовые отложения лежат на Кипрском гравитационном покрове, который здесь сохранился лучше всего.

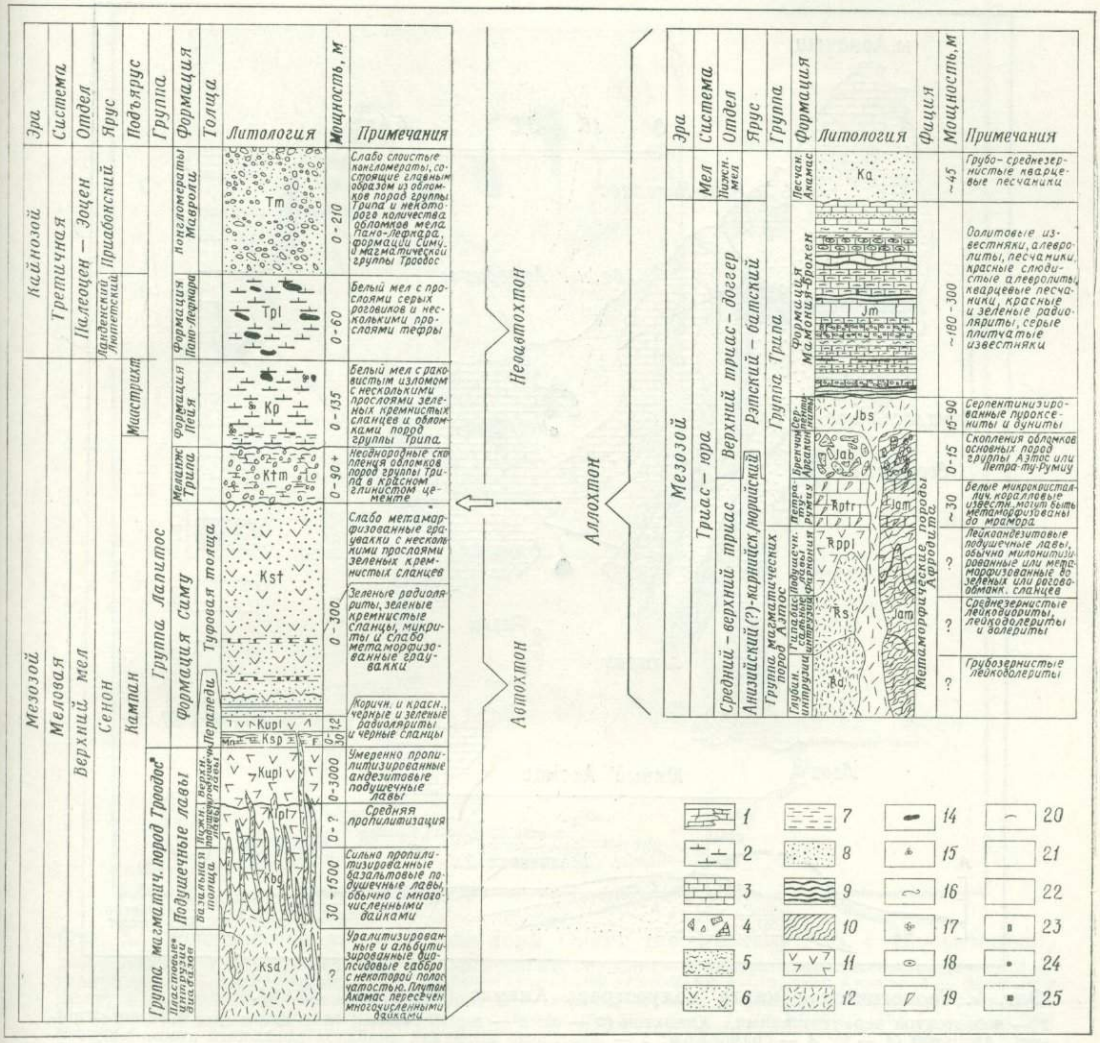
Литологические комплексы автохтона. Последующие рассуждения основаны главным образом на пересмотренных и переосмысленных автором данных об автохтонных изверженных породах фундамента и связанных с ними осадочных отложениях. Изверженные породы относятся к группе изверженных пород Троодос, тогда как туфогенные граувакки, ассоциирующиеся с автохтонными экструзивными породами, отнесены к формации Симу группы Лапитос. Соотношения пород автохтона представлены на фиг. 3, а петрологические данные приведены в табл. 1.

Таблица 1

Петрология магматической группы Троодос [1]

Комплекс	Тип пород	Состав плагиоклаза	Примечание
Подушечные лавы	Базальтовые и андезитовые подушечные лавы, обычно сильно измененные; наиболее измененные подушечные лавы базальной группы могут быть представлены эпидотитами	An_{30}—An_{70}	Очень пузырчатые с пузырьками диаметром обычно более 2 мм
Плутон Акамас	Первоначально диопсидовые и лейкократовые габбро, измененные до уралитовых и альбитовых габбро	An_{41}—An_{87}	Породы плутона Акамас как с полуострова Акамас, так и из массива Троодос аналогичны по составу и структурам, обнаруживают один тип изменения; нередко присутствуют небольшие количества модального кварца
Дайковый комплекс	Вмещающие породы плутона Акамас плюс более 85 об.% дайковых пород		
Дайки	Изученные дайковые породы представлены диоритами, меладиоритами, кварцевыми меладиоритами, лейкогаббро и андезиновыми анортозитами	An_{32}—An_{72}	Содержат больше кварца и являются менее кальциевыми, чем габбро плутона Акамас; значительные различия в составе и структурах дайковых пород из плутона Акамас, дайкового комплекса или из подушечных лав отсутствуют; обычно дайки устойчивы к изменениям
Гранофиры	Наблюдались богатые кварцем авгитовые лейкогаббро, богатые кварцем авгитовые габбро, баркевикитовые лейкодиориты с кварцем и кварцевые диориты	An_{28}—An_{50}	Общая площадь выходов гранофиров мала по сравнению с площадью, занимаемой другими интрузивными и вулканическими породами магматической группы Троодос

1 Терминология по Штрекайзену [13].

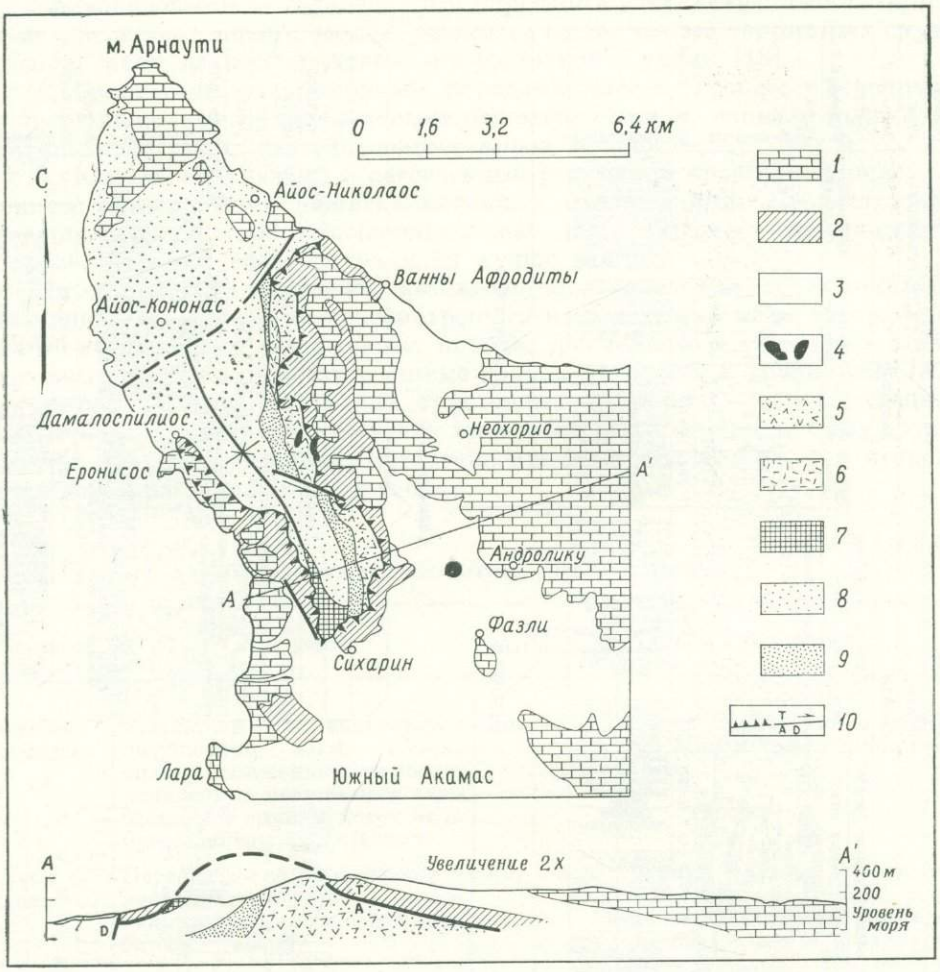


Фиг. 3. Стратиграфия мезозойских пород Кипра.

1 — мергели (глины); *2* — мел; *3* — известняки; *4* — брекчии; *5* — алевролиты; *6* — граувакки; *7* — сланцы; *8* — кварциты; *9* — радиоляриты; *10* — метаморфические породы (с другими символами); *11* — вулканические породы; *12* — интрузивные породы; *14* — кремневые конкреции и прослои роговиков; *15* — микрофауна; *16* — макрофауна; *17* — оолитовые; *18* — с желваками или конкрециями; *19* — кораллы; *20* — фауна *Daonella* — *Halobia*; *21* — марганцовистые; *22* — железистые; *23* — кремнистые; *24* — включает также плутон Акамас; *25* — гранофиры не показаны.

Группа изверженных пород Троодос. В группу изверженных пород Троодос входят вулканогенные и интрузивные породы верхнего мела (от сантона до нижнего кампана). Вулканические породы представлены мелководными скоплениями подушечных базальтовых и андезитовых лав мощностью свыше 4000 м. Подушечные лавы изменены; в них могут быть выделены три фации: базальная группа, нижние подушечные лавы и верхние подушечные лавы, за которыми следовало внедрение в подушечные лавы интрузивных пород. Всеми предшествовавшими исследователями, пожалуй, за исключением Уилсона [19], эти подразделения рассматривались как вулкано-стратиграфические.

Интрузивные породы представлены крупным габбровым плутоном Акамас, который внедрился в толщу подушечных лав в позднем кампане. Плутон и подушечные лавы были интрудированы настолько большим количеством



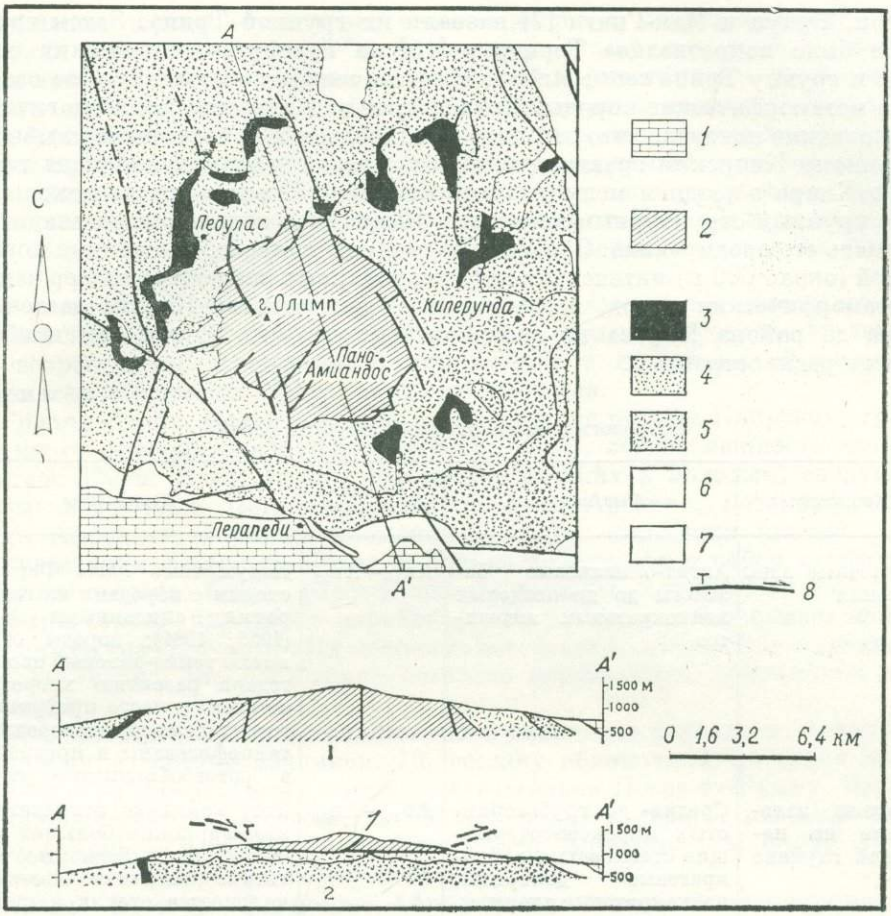
Фиг. 4. Геологическая карта полуострова Акамас (западный Кипр).

1 — неоавтохтон нерасчлененный. Аллохтон (*2* — *3*): *2* — серпентиниты; *3* — формация Мамония-Брокен. Автохтон (*4* — *9*): *4* — гранофиры; *5* — пластовые интрузии диабазов (дайковый комплекс); *6* — плутон Акамас; *7* — формация Симу; *8* — верхние подушечные лавы; *9* — подушечные лавы базальной группы. *10* — взброс, зубчики на приподнятом крыле; там, где разлом погребен, линия дана пунктиром; *T* — смещение по направлению, *A* — обратное. В случае нормального сброса буквой *D* обозначено опущенное крыло. В случае сдвига стрелка указывает направление смещения.

меридиональных даек промежуточного состава мощностью от 0,3 до 1 м, что интрузивный контакт пород плутона с подушечными лавами стал в большинстве случаев незаметным. Он, однако, наблюдается в нескольких местах на полуострове Акамас (фиг. 4). Из-за большой плотности даек на значительной части территории породы плутона Акамас являются второстепенным компонентом. Там, где даек больше 85%, толща картируется как дайковый комплекс.

В районе массива Троодос плутон Акамас картируется как островок габброидных пород, окруженный расположенным гипсометрически ниже дайковым комплексом (фиг. 5). Части плутона Акамас закартированы как еще более мелкие островки габбро и среди дайкового комплекса, и в толщах подушечных лав. Мнение Гасса [3], который отнес выходы последних к интрузивам, внедрившимся после образования подушечных лав, ошибочно.

На геологических картах Кипра видны простирающиеся в меридиональном направлении извилистые дайковые серии, проходящие из подушечных



Фиг. 5. Геологическая карта района горы Олимп (по Уилсону [19], с упрощениями).
1 — неоавтохтон нерасчлененный; *2* — аллохтон: серпентиниты и ультрабазиты. Автохтон (*3*—*7*): *3* — гранофиры; *4* — пластовые интрузии диабазов (дайковый комплекс); *5* — плутон Акамас; *6* — формация Симу; *7* — подушечные лавы. *8* — разлом; *T* — взброс, стрелка указывает направление движения. На карте Уилсона не указаны тип разлома и направление движения. *1*—по Уилсону [19]; *2* — по данным автора.

лав в массив Акамас и через него; это свидетельствует о том, что большинство даек моложе плутона Акамас и имеет общий генезис. Поздняя гранофировая стадия проявляется в виде малых интрузий во всех более древних интрузивных и вулканических членах группы изверженных пород Троодос.

Группа Лапитос. Единственным автохтонным членом группы Лапитос является формация Симу, которая представлена главным образом туфогенными граувакками мощностью более 300 м. Пирокластический материал, вероятно, был выброшен в морских условиях в последнюю (финальную) фазу вулканической деятельности. Породы, слагающие основание формации Симу, переслаиваются с подушечными лавами группы Троодос, что свидетельствует о синхронности времени образования формации Симу и времени формирования молодых подушечных лав группы Троодос. Палеонтологические данные [15] указывают на ранне-позднекампанский возраст формации Симу.

Литологические подразделения аллохтона. С самого начала геологического изучения Кипра, проводившегося Годри в 1854 г., всех геологов озадачивало наличие тонкослоистых радиоляритов, бурых известковистых алевролитов, кварцевых песчаников и других типов пород, включая ультраосновные и основные породы. Беллами и Юкс-Браун [1] объединили их в серию Трипани;

Хенсон, Браун и Мак-Гинти [7] назвали их группой Трипа. Затем группа Трипа была подразделена Тернером [15] на группу магматических пород Аэтос и группу Трипа sensu stricto, которая теперь включает только осадочные и метаморфические породы. Проведенное недавно автором геологическое картирование показало, что эти породы относятся к аллохтонному элементу, названному Кипрским гравитационным покровом, который попал на территорию Кипра в позднем мелу (позднем кампане). Первоначально покров был более крупным структурным элементом Кипра, чем теперь, когда значительная часть его эродирована. Эрозионные останцы покрова, сложенные мощной толщей (около 600 м) интенсивно деформированных осадочных, изверженных и метаморфических пород, встречаются от полуострова Карпас восточного Кипра до района Пафоса на западном Кипре (фиг. 2), где они наиболее широко распространены.

Таблица

Петрология магматической группы Аэтос [1]

Комплекс	Тип пород	Состав плагиоклаза	Примечание
Подушечные лавы Фаркония	Авгит-оливиновые базальты до диопсидовых лейкократовых андезитов	An_{18}—An_{53}	Подушечные лавы Фаркония сходны с породами из гор Кирения, описанными Биром (1959, 1961); породы обычно имеют темно-зеленый цвет благодаря развитию хлорофеита по стеклу; часто присутствует гематит; местами породы метаморфизованы и превращены в роговообманковые сланцы
Интрузии, залегающие на небольшой глубине	Средне- до грубозернистых пироксенсодержащие стекловатые лейкократовые долериты, лейкократовые диориты и диориты	An_{30}—An_{40}	Этот комплекс отличается от лав Фаркония большей величиной зерен, бедностью гематитом, наличием некоторого количества стекла и отсутствием признаков течения
Глубокие интрузии	Грубозернистые лейкократовые диориты и диориты	An_{25}—An_{50}	Этот комплекс отличается грубозернистостью и полным отсутствием стекла
Серпентиниты и ультраосновные породы	Средне-грубозернистые пироксениты, пегматитовые пироксениты, верлиты, лерцолиты, дуниты и серпентиниты	An_{70+}	Серпентиниты состоят из различных количеств антигорита (по энстатиту) и хрозотила (по оливину) и небольших количеств магнетита; петрографические характеристики серпентинитов и ультрабазитов везде одинаковы — будь то массив Троодос, плутон Акамас или изолированные выходы, окружающие отложения группы Трипа

[1] Терминология по Шгрекайзену [13].

Группа магматических пород Аэтос. Группа Аэтос состоит из вулканических и интрузивных основных и ультраосновных пород Кипрского гравитационного покрова. Петрологические данные по этим породам суммированы в табл. 2. Вулканические члены группы представлены сильно брекчированными базальтовыми и/или андезитовыми подушечными лавами Фаркония неизвестной мощности. Триасовый (от анизийского до карнийско-норийского) возраст лав Фаркония устанавливается по палеонтологическим данным [15].

Интрузивные породы — это в основном 1) диориты, интрудирующие толщу Фаркония и разделяющиеся по минеральному составу, структурам и текстурам на поверхностные и глубинные, а также 2) серпентиниты и ультраосновные породы. Серпентиниты и ультраосновные породы наблюдаются в основании Кипрского гравитационного покрова; их мощность меняется от 90 м в отдельных участках полуострова Акамас до более чем 900 м на горе Олимп. Серпентиниты и ультраосновные породы много моложе других пород группы магматических пород Аэтос, которые они прорывают. В общем породы группы Аэтос обнажаются только в тех участках, где перекрывающие их породы группы Трипа эродированы.

Серпентиниты считаются нижнеюрскими (лейасовыми), потому что они вторгаются в брекчии Аргакин группы Трипа верхнетриасового или лейасового возраста, но, по-видимому, отсутствуют в вышележащей формации Брокен среднеюрского (верхнебатского) возраста.

Группа Трипа. Осадочные и метаморфические породы Кипрского гравитационного покрова относятся к группе Трипа, общая мощность которой достигает 300 м. В эту группу входят (от древних к молодым) следующие породы: известняки Петра-ту-Румиу, брекчии Аргакин, метаморфические породы Афродита, формация Мамония-Брокен и песчаники Акамас.

Известняки формации Петра-ту-Румиу представляют собой в основном массивные, нередко белые, фарфоровидные, частично коралловые известняки позднетриасового (карнийско-норийского) возраста, как показывает найденная в них фауна [7, стр. 10]. Их мощность достигает 15 м; там, где сохранились контакты, видно, что известняки согласно перекрывают подушечные лавы Фаркония.

Брекчии Аргакин представляют собой скопление угловатых, различных по размеру и составу обломков. По составу обломочный материал может изменяться от изверженных пород до известняков Петра-ту-Румиу. Возраст брекчии считается лейасовым, поскольку толща содержит обломки пород верхнего триаса и согласно перекрывается формацией Мамония-Брокен среднеюрского (позднебатского) возраста.

Метаморфическая формация Афродита включает все матаморфические породы Кипра. Сюда входят эпидот-роговообманковые, тальк-куммингтонитовые, кварцево-слюдистые сланцы, мраморы и метарадиоляриты, сформировавшиеся в лейасе за счет метаморфизма пород группы Аэтос, известняков Петра-ту-Румиу и брекчий Аргакин. Там, где метаморфические отложения непосредственно контактируют с серпентинитами, степень метаморфизма уменьшается с удалением от серпентинитов. Следовательно, метаморфизм связан с внедрением серпентинитов при температурах 400—600° и давлениях 1—2 кбар.

Среднеюрская (верхнебатская) формация Мамония-Брокен распространена главным образом в районе Пафоса на западном Кипре и охватывает большую часть осадочных пород Кипрского гравитационного покрова. Это интенсивно деформированная толща, включающая радиоляриты, известковистые песчаники и плитчатые, обычно перекристаллизованные известняки, содержащие *Daonella* и *Halobia*. Толща не содержит экзотических блоков и представляет собой литостратиграфическую единицу в трактовке Сю [8]. Формация Мамония-Брокен в наиболее мощных разрезах достигает мощности 280 м и залегает несогласно на всех более древних аллохтонных породах и их метаморфических эквивалентах. Породы формации отлагались в очень мелком море, а временами область осадконакопления оказывалась в субаэральных условиях, как показывают отпечатки следов рептилий и трещины усыхания, обнаруженные в плите бурого алевролита Мамония [1] (Бэрд, личное сообщение, 1970).

[1] Образец 3208 из коллекции Иерусалимского университета.

Песчаники Акамас, имеющие, вероятно, раннемеловой возраст, являются самым молодым, а стратиграфически — самым высоким комплексом пород Кипрского гравитационного покрова. Они известны на полуострове Акамас и вблизи селения Паракклиса в районе Лимасол. Максимальная мощность этих средне-грубозернистых песчаников на нагорье Акамас достигает 30 м; они залегают с угловым несогласием на сильно деформированных породах формации Мамония-Брокен и серпентинитах.

Литологические подразделения неоавтохтона. *Группа Лапитос.* Меланж Трипа — первый неоавтохтонный осадочный комплекс, отложившийся над покровом и единственный описываемый здесь неоавтохтонный элемент. Он сложен красными монтмориллонитовыми глинами с беспорядочно расположенными включениями пород группы Трипа и Аэтос, попавшими сюда либо при гравитационном скольжении, либо при массовом эрозионном сносе. Переходных горизонтов между меланжем и породами покрова не наблюдается. Меланж Трипа широко развит на западном и южном Кипре, где он несогласно перекрывает покров или формацию Симу; мощность его здесь колеблется от 0 до 60 м и более. Местами он несогласно перекрывается мелом Пейя маастрихтского возраста.

Структура. *Тектонический контакт.* Эрозия вскрывает тектонический контакт в основании Кипрского гравитационного покрова. Этот контакт прослеживается вокруг многих крупных останцов аллохтонных подушечных лав Фаркония и серпентинитов в глубоких и широких речных долинах западного Кипра. На полуострове Акамас тектонический контакт можно последовательно проследить на протяжении более 20 км (фиг. 4).

Контакт аллохтонных серпентинитов с их автохтоном имеет в плане зубчатые очертания, что обусловлено сочетанием наклона поверхности контакта и эрозионного вреза по рекам. Наклон поверхности тектонического контакта изменяется в широких пределах. В восточной части полуострова Акамас поверхность тектонического контакта очень круто наклонена на юг; на западной стороне окна отмечаются западные падения под углами от 13 до 40°. В общем углы падения уменьшаются с удалением от окна Акамас (фиг. 4).

Четвертичная морская планация удалила большую часть покрова вдоль западного побережья полуострова Акамас. Остался только узкий «палец» серпентинитов близ Дамалоспилиоса в предмаастрихтской структурной или эрозионной впадине. На восточной стороне этого серпентинитового «пальца» поверхность тектонического контакта наклонена к западу, тогда как на западной стороне она имеет восточное падение.

Тектонический контакт серпентинитов с автохтоном очень четко очерчен, хотя в узкой, до 2 м, полосе породы по обе стороны от контакта могут быть сильно брекчированы. Серпентиниты не содержат включений обломков пород автохтона, так же как в последних не встречается апофиз серпентинитов.

Наблюдения в районе горы Олимп показывают, что поверхность контакта ультраосновных пород и подстилающих измененных габброидов плутона Акамас падает в сторону центральной части горы Олимп. Контакт, по-видимому, довольно хорошо выражен на севере, юге и востоке ультраосновного массива горы Олимп. На западе, однако, соотношения не так ясны, но создается впечатление, что здесь имели место значительные деформации.

Внутренняя структура покрова. Формация Мамония-Брокен, охватывающая большую часть осадочных пород покрова, интенсивно смята в сжатые фестончатые, изоклинальные лежачие и извилистые складки. Искривленные пачки слоев стратиграфического разреза в сотни футов толщиной могут быть перевернуты. Породы магматической группы Аэтос, так же как и более мелкие компоненты покрова (за исключением песчаников Акамас), обычно брекчированы.

В районе Полис — Катикас западного Кипра (фиг. 2) почти все складки Кипрского гравитационного покрова характеризуются в среднем меридиональным простиранием осей с отклонениями до 20° к востоку и к западу. Оси складок погружаются либо на север, либо на юг под углами от 21 до 38°. Метаморфическая толща Афродита представляет собой в сечении антиформу с ориентировкой оси, согласующейся с упомянутыми простираниями осей складок.

Разрывы в Кипрском гравитационном покрове разнообразны, но трудно прослеживаются благодаря эрозии и сильной нарушенности толщ. По некоторым разломам приведены в соприкосновение породы магматической группы Аэтос и группы Трипа.

Обсуждение. *Механизм становления.* Ультрабазиты полуострова Акамас, Лимасол-Форест и Центрального Троодоса раньше рассматривались как ультраосновная зона дифференцированного плутона [19] (фиг. 5, разрез *1*) или как диапировое внедрение [10].

Для случая Центрального Троодоса это означает, что вслед за внедрением в подушечные лавы плутона Акамас и формированием множества даек должно было произойти либо антиформное изгибание, необходимое для того, чтобы вскрылась ультраосновная зона плутона Акамас, либо диапиризм. Любое тектоническое явление должно было бы вызвать глубокую деформацию, которая отразилась бы в явном изменении положения даек. Однако значительного изменения положения даек, пересекающих массив Троодос, не наблюдается.

Кроме того, локальная гравитационная аномалия Буге над Центральным Троодосом показывает, что в центре серпентинитового массива имеется дефицит массы [5]. Такой дефицит массы едва ли согласуется с гипотезами Уилсона и Пантазиса, поскольку в соответствии с этими гипотезами серпентиниты должны продолжаться вниз до более основных масс с еще большей плотностью, что обусловило бы избыток массы. На разрезе *2* фиг. 5 дана интерпретация структуры массива Троодос в соответствии с современными представлениями о соотношениях между различными его элементами; на этом разрезе хорошо видно, что ультраосновные толщи Центрального Троодоса представляют собой клипп, располагающийся над относительно свободной от даек частью габброидного плутона Акамас.

Больше того, геологические условия в районах значительного развития серпентинитов существенно изменяются от района к району, поэтому пришлось изобретать несколько механизмов внедрения серпентинитов. Ранние исследователи считали, что разные выходы серпентинитов и ассоциирующихся с ними ультраосновных пород имеют одинаковую петрографическую характеристику, обусловлены одной причиной и связаны с одним эпизодом. Многие из последующих исследователей полагали, что серпентиниты группы Трипа по своему генезису отличаются от серпентинитов горы Олимп и Лимасол-Форест. Однако Гасс [4, стр. 27] пишет:

«Многочисленные небольшие неправильные массы баститовых серпентинитов ассоциируются с породами формации Мамония (Брокен). По-видимому, нет оснований не считать эти мелкие тела частями главного ультрабазитового комплекса; данные, свидетельствующие о двух периодах становления ультраосновных интрузий, отсутствуют».

Исследования автора подтверждают точку зрения Гасса, согласно которой большие и малые массивы серпентинитов, не связанные сейчас с отложениями группы Трипа, относятся к группе магматических пород Аэтос и представляют собой эрозионные останцы. Это особенно очевидно для мелких тел серпентинитов вблизи Ната и Каннавиу, лежащих на формации Симу (фиг. 2).

Морель [9] высказал предположение, что серпентиниты Лимасол-Форест и породы магматической группы Троодос контактируют по надвигу. Наблюдения Мореля в районе Лимасол-Форест свидетельствуют о том, что местами

эта зона контакта смята в складки с широтно ориентированными осями. Участие серпентинитов в складчатости (infolding) говорит в пользу диапировой гипотезы.

В настоящее время не обнаружены аллохтонные осадочные породы, ассоциирующиеся с серпентинитами и ультраосновными породами Центрального Троодоса, что характерно для других кипрских районов развития серпентинитов и ультраосновных пород. Однако при изучении неоавтохтонных конгломератов Мавроли позднеэоценового — олигоценового возраста найдены признаки того, что в Центральном Троодосе некогда присутствовали аллохтонные осадочные породы. Конгломераты Мавроли распространены вокруг массива Троодос и состоят из осадочного и магматического обломочного материала, поступавшего с Кипрского гравитационного покрова, и из продуктов разрушения нижнеэоценового мела Пано-Лефкара и габбро плутона Акамас. Конгломераты распространены в районах Мавроли и Статос на западном Кипре; тот факт, что не существует других приподнятых участков, с которых могли бы поступать обломки габбро Акамас, указывает на то, что их источник располагался в области современного массива Троодос. Это свидетельство подкрепляет представление автора настоящей статьи, согласно которому серпентиниты и ультрабазиты Центрального Троодоса являются эрозионными останцами некогда более обширного покрова, верхние осадочные горизонты которого были удалены эрозией и переотложены в виде конгломератов Мавроли.

Движение покрова из его корневой зоны объясняется гравитационным скольжением, поскольку как некомпетентная структурная единица он не мог передать напряжение, необходимое для перемещения обычным надвиганием. Если принять во внимание только ту часть Кипрского гравитационного покрова, эрозионные останцы которой наблюдаются в пределах Кипра, то можно представить себе пластину шириной около 70 км и длиной 80 км в направлении, параллельном движению, с первоначальной толщиной, колеблющейся от 400 м до более чем 1000 м. Устойчивая меридиональная ориентировка осей складок в пределах покрова на больших площадях говорит в пользу того, что по крайней мере доступные для наблюдения породы двигались от корневой зоны как единая плита. Если бы движущая сила непрерывно прилагалась к тыловому краю покрова, давление должно было бы превысить 3,2 кбар, что больше прочности пород на разрушение.

Нет особых оснований считать, что покров двигался в подводных условиях. Частичная инверсия рельефа синклинали Акамас и развитие каолинов по породам формации Симу показывают, что поверхность, по которой происходило надвигание, подверглась выветриванию и субаэральной эрозии непосредственно перед надвиганием покрова. Кроме того, меланж Трипа интерпретируется как продукт субаэрального процесса массовой дезинтеграции, начавшегося вскоре после становления покрова. Предположение о генезисе меланжа Трипа подкрепляется тем, что в настоящее время аналогичный материал образуется при массовой дезинтеграции аллохтонных пород. Поскольку субаэральные условия существовали непосредственно перед образованием покрова и сразу же после его формирования, кажется вероятным, что аналогичные условия были и во время его становления.

Региональный перепад высот территории, по которой скользил покров, мог быть очень незначительным, но деформация, имевшая место перед самым появлением покрова, заставляет предполагать, что местами территория могла характеризоваться значительными перепадами рельефа. На полуострове Акамас покров натолкнулся на синклиналь Акамас, часть осадочного ядра которой была удалена эрозией. Присутствие перекрытой покровом каолинизированной формации Симу в ядре синклинали Акамас говорит о том, что лишь небольшая часть осадочного материала могла быть удалена наступающим покровом. Неправильную форму поверхности надвигания

можно наблюдать до сих пор, поскольку она влияет на современное размещение покровных образований и на падение тектонического контакта.

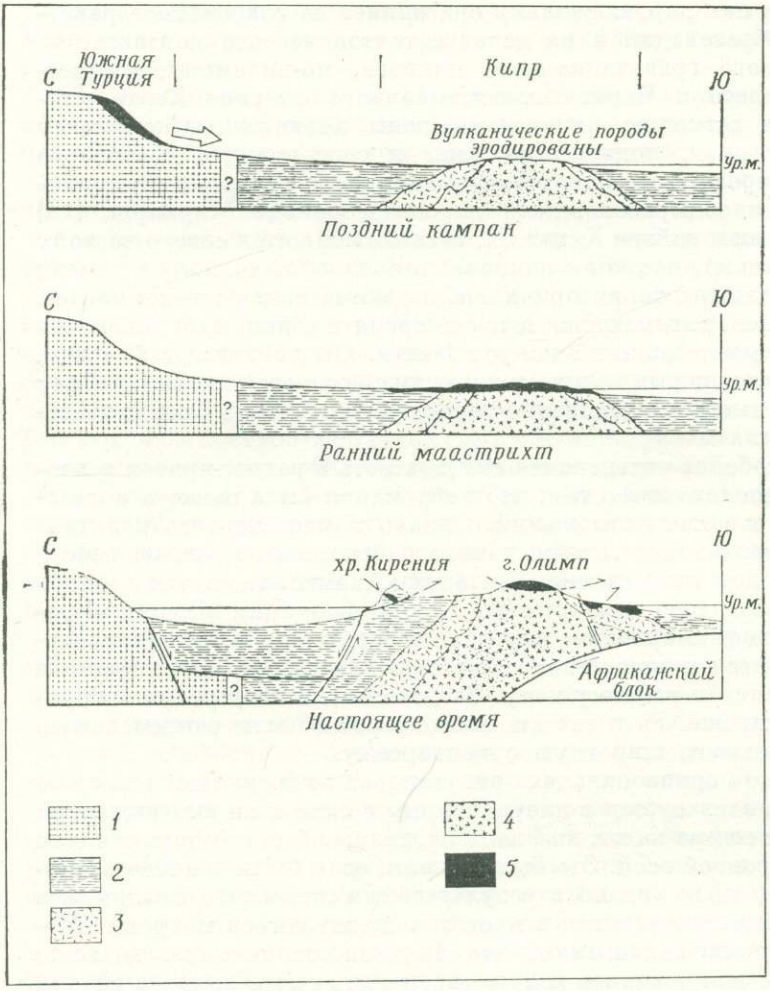
Породы Кипрского гравитационного покрова, по-видимому, соответствуют толщам Пардесо и Чермек гравитационного покрова Кеван юго-восточной Турции и, возможно, включают породы, аналогичные комплексу Хезан [11]. Радиоляриты, подушечные лавы и серпентиниты Кипрского гравитационного покрова, возможно, коррелируются с радиоларито-спилитовым комплексом и ультраосновными породами района Мармарис [14] в юго-западной Турции и района Хатай [2], расположенного к северо-востоку от Кипра. Следовательно, источник покрова, вероятно, находился к северу от Кипра, где на больших территориях наблюдаются такие же комплексы пород. Покров, видимо, перемещался в то же время и с помощью такого же механизма, как и гравитационный покров Кеван. Он двигался с большой скоростью, поскольку перерыв во времени между срезанием отложений Симу в позднем кампане и началом накопления перекрывающих толщ Пейя в маастрихте очень невелик.

Нарушения и особенно интенсивная складчатость в радиоляритах позволили высказать предположение о том, что деформация была связана с оползанием неконсолидированных отложений. Однако компетентность и выдержанность других переслаивающихся осадочных пачек показывают, что деформация произошла после консолидации. Песчаники Акамас относительно слабо деформированы и несогласно перекрывают породы формации Мамония-Брокен. Это указывает на формирование внутренней структуры покрова в основном до отложения песчаников Акамас, которые являются аллохтонными и по возрасту относятся к раннему мелу. Следовательно, внутренняя структура покрова сформировалась в течение позднеюрского или раннемелового эпизода сжатия, имевшего широтную ориентировку.

Преимущественно меридиональная ориентировка осей складок в покрове на первый взгляд не согласуется с направленным с севера на юг движением покрова. Движение с севера на юг, казалось бы, должно было создать складки с широтной ориентировкой осей. Это было бы так, если бы первичное надвигание покрова к югу происходило в результате значительного сжатия или если бы режим сжатия существовал в пределах движущегося покрова. Следовательно, наблюдения показывают, что 1) движение покрова не было вызвано сжимающим напряжением и 2) во время движения покрова внутри него не существовало режима сжатия. Отсутствие широтно ориентированных структур сжатия подкрепляет предположение о том, что покров был отделен от корневой зоны под действием силы тяжести и под ее влиянием двигался вниз. Нет оснований говорить о возникновении внутреннего режима сжатия в свободно скользящей пластине.

Однако трудно определить, подвергалась ли перемещающаяся пластина вращению; предшествующее обсуждение допускает, что вращения не было. Вайн и Мурес [17] на основании данных об ориентировке палеомагнитных векторов пришли к заключению, что после мела весь блок Кипра испытал поворот против часовой стрелки на 90°. Структурные и стратиграфические данные по Кипру противоречат таким построениям. Можно показать, что главные простирающиеся в северо-северо-западном направлении разломы, ограничивающие крупные блоки на Кипре, образовались в конце позднего кампана в результате релаксации предшествовавших напряжений сжатия. Эти разломы ориентированы вдоль эритрейских простираний [12] и были вновь активизированы в конце среднего миоцена. Кроме того, проведенное Уэйлером [18] изучение палеотечений среднемиоценового флиша Китрея равнины Месаория на Кипре показало, что с этого времени никакого вращения Кипра не происходило.

Последовательность событий. Между средним триасом и по крайней мере средней юрой (бат) область, занятая вначале породами Кипрского гравита-



Фиг. 6. Обобщенные разрезы Кипра и прилежащих областей, на которых показана эволюция Кипрского гравитационного покрова.

1 — палеозойские и мезозойские осадочные, изверженные и метаморфические породы; *2* — верхнемеловые и кайнозойские осадочные породы; *3* — верхнемеловые основные подушечные лавы фундамента Кипра; *4* — верхнекампанские интрузивные породы (преимущественно габбро); *5* — покров с крупными массами основных и главным образом серпентинизированных ультраосновных изверженных пород в его основании.

ционного покрова, временами покрывалась мелким морем, а временами оказывалась в субаэральных условиях. Породы области испытали не менее трех фаз сильной деформации. Первая фаза деформации произошла в триасе (рэт?); она затронула основные магматические породы фундамента, а также перекрывающие их известняки Петра-ту-Румиу и привела к формированию брекчии Аргакин. Вторая фаза была связана с внедрением серпентинитов и ультраосновных пород в триасовые породы и, возможно, произошла в лейасе. Третья фаза деформации приурочена к поздней юре или к раннему мелу: в результате были созданы меридиональные складки формации Мамония-Брокен.

В области, где сформировался фундамент современного Кипра, широтно ориентированное сжатие проявилось в начале позднего кампана, создав в магматическом фундаменте широкие складки и сопряженные сколы, смещающие оси складок. При последующей релаксации сжатия возникли глыбовые смещения и фундамент Кипра был преобразован в серию впадин и хребтов. Поднятие фундамента привело к субаэральной эрозии; подушечные лавы, залегавшие на плутоне Акамас, были удалены как на полуострове Акамас, так и в Центральном Троодосе (фиг. 6, верхний разрез). Эта фаза деформации по времени соответствует позднемеловой альпийской орогенической фазе и поднятию к северу от Кипра.

В позднем мелу Кипрский гравитационный покров под действием силы тяжести отделился от своей корневой зоны (фиг. 6, верхний разрез) и к началу маастрихта достиг современного положения над фундаментом Кипра (фиг. 6, средний разрез).

К концу мела и, возможно, в течение раннего палеоцена направленное к югу сжатие, последовавшее за становлением покрова и отложением мела Пейя, создало на Кипре широтно ориентированные складки. В этот период могло произойти совместное смятие пород покрова и подушечных лав основания близ Лимасола, а также деформация тектонического контакта между серпентинитами и ультраосновными клиппами в районе Центрального Троодоса и подстилающими основными породами плутона Акамас.

Поднятие района Троодоса в интервале между средним эоценом и ранним миоценом устанавливается по накоплению неоавтохтонных конгломератов Мавроли. В конце среднего миоцена началось региональное поднятие всего Кипрского блока в результате надвигания его на мощную толщу палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадочных пород Африканского блока (фиг. 6, нижний разрез); поднятие продолжалось до конца раннего плиоцена (табианский век). Релаксация этого сжатия могла вызвать погружение коры Средиземноморья между Кипром и Турцией. Современная морфология Кипра в основном обусловлена эрозией, начавшейся еще в раннем плиоцене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bellamy C. V., Jukes-Browne A. J.*, The geology of Cyprus, Plymouth, W. Brendon and Son, 72 p., 1905.
2. *Dubertret L.*, Sur la structure de la côte orientale de la Méditerranée, (France), Office Nat. Combustibles Liquides, Ann., 9, № 1, pp. 150—152, 1934.
3. *Gass I. G.*, The geology of the Dhali area, Cyprus, Geol. Surv. Dep. Mem. 4, Nicosia, Geol. Survey Dep., 116 p., 1959.
4. *Gass I. G.*, The geology of the Akamas Peninsula, in: Ann. Rept. Geol. Surv. Dep. for 1959, Nicosia, Geol. Survey Dep., pp. 19—29, 1960.
5. *Gass I. G., Masson-Smith D.*, The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, **255**, № 1060, pp. 417—467, 1963.
6. *Gaudry G.*, Géologie de l'île de Chypre, Mém. Soc. Géol. Fr., 2nd ser., **7**, pp. 149—314, 1862.
7. *Henson F. R. S., Browne R. V., McGinty J.*, A synopsis of the stratigraphy and geologic history of Cyprus (with discussion), Quart. Journ. Geol. Soc. London, **105**, № 417, pp. 1—41, 1949.
8. *Hsü K. J.*, Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox, Bull. Geol. Soc. Am., **79**, pp. 1063—1074, 1968.
9. *Morel S. W.*, Preliminary account of the geology of the Parakklisha area, Limassol District, in: Ann. Rept. Geol. Surv. Dep. for 1961, Nicosia, Geol. Survey Dep., pp. 24—27, 1962.
10. *Pantazis Th.*, The geology of the Pharmakas-Kalavasos area, Cyprus Geol. Surv. Dep. Mem. 8, Nicosia, Geol. Survey Dep., 190 p., 1967.
11. *Rigo de Righi M., Cortesini A.*, Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **48**, pp. 1911—1937, 1964.
12. *Shalem N.*, Red Sea and Erythrean disturbances, 19th Geol. Cong., Algiers, 1952, Sect. 15, **17**, pp. 223—231, 1954.
13. *Streckeisen A. L.*, Classification and nomenclature of igneous rocks (A final report of an inquiry), Neues Jahrb. Mineral, Abh., **107**, pp. 144—240, 1967.
14. *Tatar Y.*, Geologie und Petrographie des Marmaris Gebietes (S. W. Turkei), Ankara, M. T. A., 1968.
15. *Turner W. M.*, Geology of the Polis-Kathikas area, Cyprus, Doctoral Dissertation, Dept. Geol., Univ. New Mexico, Albuquerque, New Mexico, 430 p., 1971.
16. *Van Bemmelen R. W.*, The geochemical control of tectonic activity, Geol. Mijnb., N. S., **18**, № 4, pp. 131—144, 1956.
17. *Vine F. J., Moores E. M.*, Paleomagnetic results for the Troodos Igneous Massif, Cyprus (Abs. GP 13), Am. Geophys. Union Trans., **50**, p. 131, 1969.
18. *Weiler Y.*, The folded Kythrea Flysch, Doctoral Dissertation, Hebrew University, Jerusalem, Israel, March 1965, 85 p., plus two appendices, 1965.
19. *Wilson R. A. M.*, The geology and mineral resources of the Xeros-Troodos area, Cyprus Geol. Surv. Dep. Mem., 1, Nicosia, Geol. Survey Dep., 135 p., 1959.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

ВВЕДЕНИЕ. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ [1]

А. Ирдли

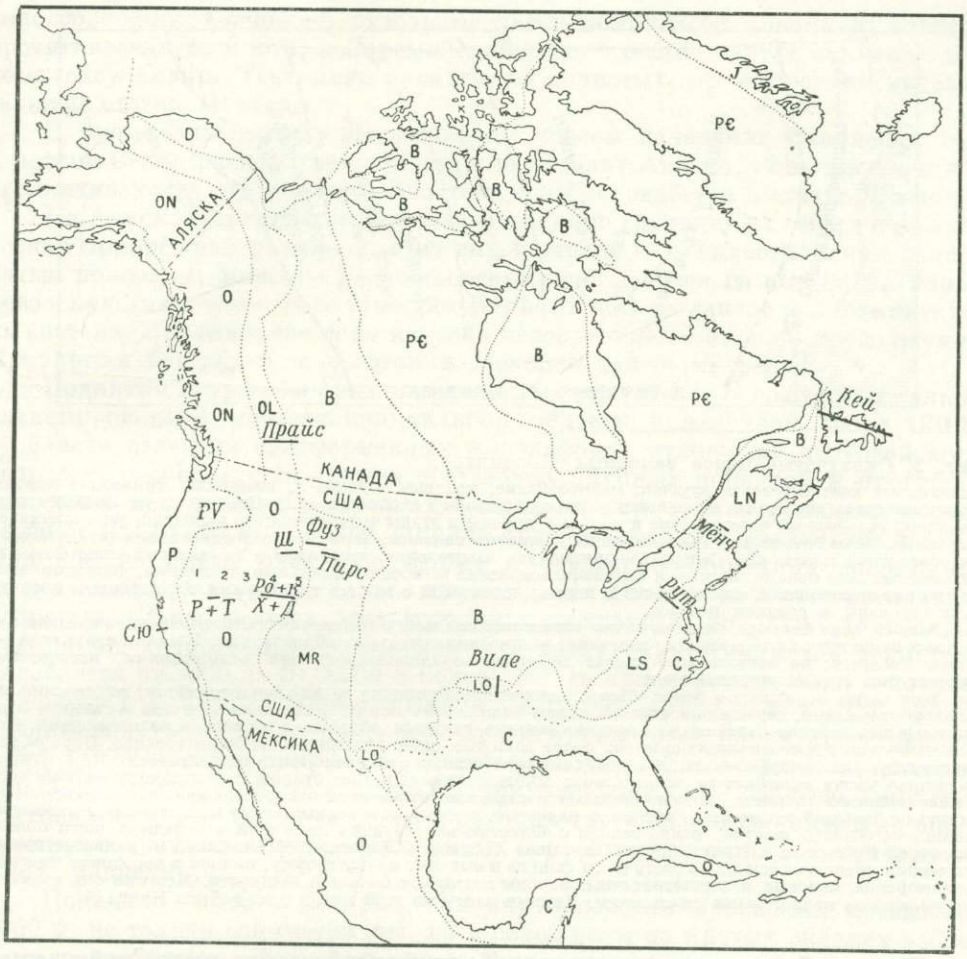
Расположение площадей, упоминающихся в связи с тектоническим районированием. Главные тектонические подразделения континента показаны на фиг. 1, основой для которой послужила новая тектоническая карта Северной Америки [3]. В подписях под фиг. 1 дано краткое описание этих подразделений, среди которых различаются платформенные области и складчатые пояса. Статьи, помещенные в третьей части, касаются только фанерозойских складчатых поясов. Наиболее широкий и протяженный складчатый пояс — это Кордильеры (*O*), расположенные вдоль западного края континента. Вдоль восточного края протягивается Аппалачский складчатый пояс (*L*), который продолжается, вероятно, и вдоль южного края континента (*LO*). Со стороны Атлантического океана этот пояс перекрывается Атлантической равниной и Прибрежной равниной Мексиканского залива (*C*). Вдоль северной окраины проходит Иннуитский складчатый пояс (*K*). Обширная стабильная внутренняя территория делится на две части: в одной из них платформенный чехол перекрывает докембрийские складчатые пояса (*B*), в другой — на Канадском щите — обнажены докембрийские породы (*PC*). Символом *MR* обозначен отрезок зоны *B*, называемый Средними Скалистыми горами, которые состоят из группы хребтов, почти везде разделенных межгорными впадинами. В этот район входит и плато Колорадо. Все хребты представляют собой самостоятельные поднятия.

В трех статьях описаны площади, относящиеся к Аппалачскому складчатому поясу, в пяти — районы Кордильерского пояса, в двух — Средние Скалистые горы и в одной — горы Уошито на юге континента в Аппалачском складчатом поясе. Общее расположение этих площадей показано на фиг. 1. Рассматривая главные карты и разрезы, сопровождающие каждую статью, можно провести интересное сопоставление этих районов на основе структурных обобщений и анализа тектонического развития, представленных разными авторами.

Кордильерский складчатый пояс (*O*) протягивается от Аляски до Центральной Америки; ширина его колеблется от 650 до 1600 км. Он состоит из нескольких подразделений, развитие которых продолжалось со среднего палеозоя до современной эпохи (фиг. 1). Самая широкая часть Кордильер располагается на западе США; здесь пояс состоит из следующих пяти орогенических комплексов (зон) (с запада на восток): Невадского, хребта Сонома, Антлер, западной и восточной частей комплекса Севир (фиг. 2). Возраст и краткая характеристика каждой зоны даны в подписи к фиг. 2. На эти пять подразделений на площади от восточной части Калифорнии до цент-

[1] Факультет геологических и геофизических наук, университет штата Юта, Солт-Лейк-Сити, Юта.

[2] [А. Ирдли скончался 7 ноября 1972 г.].



Фиг. 1. Расположение районов, описанных в монографии и схема главных тектонических элементов Северной Америки [3].

Буквы соответствуют обозначениям на карте Кинга, за исключением обозначения *MR*, относящегося к Средним Скалистым горам. *O* — Кордильерский складчатый пояс, в основном мезозойского возраста (цифры *1—5* соответствуют обозначениям на фиг. 2); *ON* — Невадский пояс; *OL* — Ларамийский пояс; *P* — Тихоокеанский складчатый пояс позднемезозойского и кайнозойского возраста; *PV* — главное поле базальтов среднетретичного возраста; *B* — платформенные отложения на докембрийских складчатых поясах; *PЄ* — обнаженные докембрийские складчатые пояса, образующие Канадский щит; *L* — Аппалачский складчатый пояс, включающий пояс Уошито (палеозойского возраста); *LN* — Северные Аппалачи; *LS* — Южные Аппалачи; *LO* — пояс Уошито; *K* — Иннуитский пояс, включающий впадину Свердруп, острова Парри и складчатый пояс острова Корнуоллис (палеозойского возраста); *J* — Восточно-Гренландский пояс (палеозойский); *D* — Арктическая прибрежная равнина; *C* — Атлантическая равнина и Прибрежная равнина Мексиканского залива; *Mk* — поднятия и межгорные впадины Средних Скалистых гор, включая плато Колорадо. *Po + K* — Робертс и Криттенден; *X + Д* — Хоуз и Данеш; *P + + T* — Райт и Троксел; *Ш* — Шолтен.

ральных районов штата Юта накладывается система протяженных разрывов, обусловивших существование обширной области внутреннего стока, известной как Провинция бассейнов и хребтов. Формирование этих разрывов происходило в так называемую орогеническую стадию бассейнов и хребтов, начиная со среднетретичного времени (около 40 млн. лет назад), и сопровождалось обильным кислым, а позднее базальтовым вулканизмом [5, 2].

В статье Робертса и Криттендена, а также в статье Хоуза и Данеша (см. статьи на стр. 401 и 421) [1] речь идет о комплексе Севир, а в статье Райта и Троксела — о складчатости бассейнов и хребтов.

[1] В последующих ссылках на статьи, помещенные в книге «Сила тяжести и тектоника», слова «см. статью на стр. 000» опущены и год опубликования после фамилий авторов не указывается

Фиг. 2. Складчатые пояса западных Кордильер.

Складчатый пояс Берегового хребта: кайнозойские, меловые, юрские и, возможно, триасовые породы и тектонические движения, связанные со столкновением Тихоокеанской и Северо-Американской плит. *Невадский складчатый пояс*: юрские и меловые породы и этапы тектонического развития, устанавливаемые по большим батолитам. Тектонические движения связаны, вероятно, с поддвиганием (субдукцией) Тихоокеанской плиты под Северо-Американскую. Постепенно переходит в складчатый пояс Сонома. *Складчатый пояс Сонома*: нижне- и верхнепалеозойские эвгеосинклинальные отложения, дислоцированные во время сономской складчатости в перми; перекрыты с запада триасовыми отложениями и снова дислоцированы в среднем мезозое.
Складчатый пояс Антлер: нижняя пачка эвгеосинклинальных отложений дислоцирована в среднем палеозое и надвинута на залегающие восточнее миогеосинклинальные образования. Главная структура — надвиг Робертса; на востоке этот надвиг перекрыт верхнепалеозойскими отложениями, источником которых был этот складчатый пояс.
Западная часть складчатого пояса Севир: верхнедокембрийские и нижнепалеозойские миогеосинклинальные отложения, верхнепалеозойские линзы обломочных пород, отходящие от пояса Антлер, и подчиненные мезозойские отложения, дислоцированные главным образом в юрское и меловое время. Это область больших тектонических срывов; более молодые слои надвинуты на более древние. Породы инфраструктуры метаморфизованы, в породах верхней части коры метаморфизм отсутствует.
Восточная часть складчатого пояса Севир: миогеосинклинальные отложения позднедокембрийского и палеозойского возраста. Пенсильванские и пермские отложения распространены неповсеместно, но достигают большой мощности. Этот пояс надвигов, в которых «древнее лежит на молодом», рассматривается как область сжатия, сопряженная с областью затухающих движений в западной части пояса, описанной Робертсом и Криттенденом, а также Хоузом и Данешем. Мезозойские и раннетретичные отложения вытягиваются вдоль восточного фланга и выходят на платформу, причем в передовом прогибе позднеюрские, меловые и раннетретичные породы достигают большой мощности. Местами они выжаты наступающими надвиговыми пластинами. Данные взяты из этой книги и из работы Кинга [3].

Главные базальтовые поля плато Колумбия и бассейна реки Снейк лежат к северу от Провинции бассейнов и хребтов; возраст базальтов колеблется от миоцена до плейстоцена. К западу от плато Колумбия, близ Тихоокеанского побережья, располагается пояс кайнозойских андезитовых вулканов.

Формирование Невадского пояса с его громадными батолитами связывают со столкновением Тихоокеанской и Американской плит, при котором произошло поддвигание (субдукция) Тихоокеанской плиты под западный край Американской плиты. Проведенный недавно анализ показал, что Провинция бассейнов и хребтов сформировалась в эпоху перехода от процесса субдукции и образования островных дуг к процессу разрастания (спрединга) морского дна между дугами. Предполагается, что поддвигавшаяся пластина была выжата при этом из верхней мантии в литосферу в виде громадного диапира, в результате чего произошли латеральное растяжение и вертикальное поднятие литосферы [6]. Проводя региональное изучение химического состава вулканических пород этой провинции, Липман и др. [4] высказали предположение, что субдукцию испытали две пластины, располагавшиеся одна под другой, и каждая из них поднималась в виде диапира в литосферу и вызывала междуговое расширение. Более древние складчатые пояса, сформировавшиеся в условиях сжатия,— Сонома, Антлер, западный и восточный Севир — пока не могут быть непосредственно связаны с процессами столкновения Американской и Тихоокеанской плит (Робертс и Криттенден).

Кордильерский складчатый пояс в западной Канаде состоит из орогенических поясов невадского (*ON*) и ларамийского (*OL*) возраста. Невадский

пояс содержит, возможно, отдельные части комплексов Сонома и Антлер, протягивающиеся с юга, а Ларамийский пояс в общих чертах эквивалентен комплексу Севир. Тектоника канадских Скалистых гор — предмет увлекательной статьи Прайса.

В промежутке между Ларамийским поясом канадских Скалистых гор и поясом Севир располагается обширный батолит Айдахо. Зона дислокаций, ограничивающая его с севера и востока, рассматривается в статье Шолтена.

На Аляске Кордильерский складчатый пояс граничит на севере с Арктической прибрежной равниной, а на юге и западе — с Тихоокеанским складчатым поясом. В Мексике Кордильерский пояс делится на юге на две зоны: невадскую (на полуострове Нижняя Калифорния) на западе и ларамийскую на востоке. Ларамийская зона изучена недостаточно. Вопрос о продолжении Провинции бассейнов и хребтов в Мексике также не решен.

Поднятия и прогибы Средних Скалистых гор (*MR*). К востоку от сильно дислоцированной миогеосинклинальной области в западной части США, в области развития платформенных и шельфовых отложений палеозойского возраста, располагается группа достаточно крупных поднятий и прогибов, известных под названием Средних Скалистых гор. Длина поднятий колеблется от 100 до 200 км и более, ширина приблизительно вдвое меньше длины. Они обычно имеют овальную форму и разделены широкими впадинами, но местами располагаются близко друг от друга и содержат только небольшие депрессии. Зоны раздела этих тесно расположенных поднятий характеризуются многочисленными складками и надвигами. Амплитуда поднятий колеблется от 3000 до 10 000 м и более; начало процесса относится к позднемеловому и раннетретичному времени. Наиболее крупные поднятия эродированы вплоть до докембрийского ядра и в настоящее время представляют собой высокие горы, покрытые ледниками. В межгорных прогибах залегают ранне- и среднетретичные породы, сформировавшиеся при размыве поднятий. Распространенные на обширной территории третичные вулканические образования сохранились в виде рассеянных горообразных останцов, венчающих своды поднятий.

Поднятия, высота которых над окружающими прогибами превышает 5000 м, не только асимметричны, но и осложнены на крутых склонах взбросами и надвигами. Поднятые массы горных пород испытывают тенденцию к расползанию и соскальзыванию в прогибы под действием силы тяжести. Этот вопрос изложен в хорошо аргументированных статьях Фуза и Пирса.

Тихоокеанский складчатый пояс (*P*) представляет собой зону наращивания западного края Северо-Американского континента в позднемезозойское время. Он сформировался, по-видимому, на океанической коре. Для него характерны активный кайнозойский орогенез, сейсмичность и вулканизм [3]. Фундамент пояса сложен эвгеосинклинальными породами, которые моложе, чем главные хребты Кордильер. Эти особенности Тихоокеанского пояса хорошо описаны в статье Сю. Пояс располагается в области сложного перехода от сжимающих напряжений, обусловленных субдукцией, к напряжениям, связанным с горизонтальным смещением на северо-запад в процессе развития трансформных разломов.

Аппалачский складчатый пояс (*L*) протягивается вдоль восточной окраины континента, от Ньюфаундленда на северо-востоке до Алабамы на юго-западе. Он частично перекрыт осадочным чехлом Атлантической прибрежной равнины, которая делит его в районе Нью-Йорка на две части. Наибольшая видимая ширина пояса составляет 650 км, и он, несомненно, продолжается дальше на восток (в направлении к краю континента), под Прибрежной равниной и осадками шельфа. Развитие складчатого пояса происходило в основном в палеозое. Он имеет в плане весьма правильные очертания, и его продольные зоны однородны на большом протяжении. Пояс состоит из ряда выступов и «заливов», причем длина выступов составляет около 650 км. Выступы имеют

форму дуг с выпуклостью, обращенной к континенту. Поперечная граница делит Аппалачский пояс на северную и южную части [3]; северная часть (Северные Аппалачи) протягивается от Нью-Йорка через Новую Англию, Приморские провинции и Ньюфаундленд и состоит из трех выступающих блоков Южные. Аппалачи, расположенные на востоке США, состоят из двух таких блоков.

В Аппалачском складчатом поясе проявились следующие эпохи диастрофизма: гренвиллская (в позднем докембрии), таконская (в позднем ордовике), акадская, или акадийская (в позднем девоне), и аллеганская (в пенсильвании)[1]. Послеакадское тектоническое развитие, включавшее образование рифтов, продолжалось вплоть до позднего триаса. Акадский орогенез был переломным моментом в палеозойской истории, по крайней мере для Северных Аппалачей. Отдельные пояса с разным возрастом складчатости в Аппалачах выделить труднее, чем в Кордильерах, потому что аппалачские эпохи диастрофизма отличались колебаниями интенсивности тектонического процесса и захватывали в той или иной мере перекрывающиеся площади.

Представлены как мио-, так и эвгеосинклинальные отложения. Кембрийские породы относятся к миогеосинклинальным; терригенный материал поступал с запада и с северо-запада; в восточном направлении песчано-карбонатные фации постепенно сменяются глинистыми. Эти породы отлагались в условиях континентального шельфа. В результате последовавшего орогенеза произошли коренные изменения в распределении источников отложений, по крайней мере миогеосинклинальных, и материал ордовикских, силурийских и девонских осадков поступал уже с востока и распространялся затем в виде огромных линз обломочных пород, залегающих на отложившихся ранее кембрийских слоях. Осадконакопление в соответствующем эвгеосинклинальном поясе сопровождалось (или прерывалось) таконской и акадской эпохами складчатости, и поэтому эвгеосинклинальные отложения имеют очень сложное строение [10].

Северные Аппалачи (*LN*). Северная часть Аппалачей, особенно в Новой Англии, хорошо изучена и является классической областью проявления таконской и акадской складчатости. Таконские структуры, расположенные вдоль западного края складчатого пояса, представляют собой аллохтонные массы, тогда как главная особенность акадских структур — это окаймленные гнейсовые купола и крупные интрузивные тела. Две цепочки окаймленных гнейсовых куполов протягиваются вдоль восточной, или эвгеосинклинальной, части складчатого пояса.

Ядра этих куполов сложены главным образом гнейсами, состав которых меняется от кварцевых диоритов до гранитов, а в состав гнейсов оболочки куполов входят амфиболиты, слюдяные сланцы, кварциты и известково-кремнистые породы палеозойского возраста. Эти купола отвечают поздней стадии тектонического цикла, и их возникновению предшествовало образование по меньшей мере трех гигантских тектонических покровов. Стиль деформаций, сопровождающих многие проявления метаморфизма в Новой Англии, указывает на пластическое, почти текучее поведение вещества. Для этого требовалось, вероятно, литостатическое давление, соответствующее весу 15-километровой перекрывающей толщи пород [7]. Породы главных магматических внедрений (магматический комплекс Нью-Гэмпшира) на большей части территории образовались, по-видимому, почти одновременно с главной фазой регионального метаморфизма или несколько позже. Зоны высокого метаморфизма хорошо коррелируются с этими крупными интрузиями.

[1] В Северной Америке вместо каменноугольной системы выделяются две самостоятельные системы: миссисипская (нижний карбон без намюра) и пенсильванская (намюрский ярус нижнего карбона, средний и верхний карбон).— *Прим. перев.*

Докембрийские породы обнажаются в складчатом поясе Северных Аппалачей в виде цепочки поднятий, расположенных недалеко от его западного фронта. Это горы Лонг-Рейндж на острове Ньюфаундленд, а в Новой Англии — горы Грин-Маунтинс и возвышенности реки Гудзон (Гудзон-Ривер-Хайлендс). Другая цепочка на юго-востоке складчатого пояса включает выходы докембрийских пород на полуострове Авалон (Ньюфаундленд), на острове Кейп-Бретон, в южной части Нью-Брансуика и некоторые обнажения на юго-востоке Новой Англии. Докембрийские породы в разной степени переработаны во время палеозойских эпох диастрофизма, в том числе в авалонскую эпоху (соответствует байкальской.— *Ред.*), возраст которой 600—550 млн. лет.

Синклинорий Мерримак, описанный в статье Мёнча, лежит между восточной полосой докембрийских поднятий и поясом окаймленных гнейсовых куполов в штатах Мэн и Нью-Гэмпшир.

Ньюфаундленд в кембрии и ордовике состоял из трех частей: Западной платформы, Центрального вулканического (или подвижного) пояса и платформы Авалон, или Восточной. В обеих платформенных областях кембрийские и ордовикские слои деформированы слабо. Центральный вулканический (подвижный) пояс интерпретируется как океанический желоб над зоной субдукции у борта древнего Атлантического («Протакадского», по Кею) океана. Формирование островной дуги в Центральном поясе сопровождалось поднятием, в результате чего с приподнятого участка в век чэзи сползла (под действием силы тяжести) крупная пластина, которая переместилась на северо-запад, на Западную платформу, сложенную кембрийскими и раннеордовикскими породами. Другие гравитационно-оползневые тела выделены в толще отложений Центрального пояса. В пределах платформы Авалон (или Восточной), найдены кембрийские и ордовикские ископаемые организмы, родственные европейским формам.

В рамках теории тектоники плит Берд и Дьюи [1] постулировали, что в позднем докембрии единый Северо-Американский и Африканский континент начал разделяться с образованием грабена. Растяжение, продолжавшееся в кембрии, привело к наращиванию окраины Американской плиты и обусловило шельфовое осадконакопление. К началу ордовика Протакадская Атлантика достигла наибольшей ширины. Затем возникла срединно-океаническая зона разрастания и началось поддвигание океанической плиты и одновременное обрушение плиты на краю Американского континента. От начала ордовика до его середины продолжалось формирование системы островных дуг (таконская складчатость в эвгеосинклинальных отложениях), а затем последовало надвигание аллохтонных масс, характерное для процесса «съедания» океанической коры. Когда Африканский континент приблизился к Северной Америке, отложения океанической коры были соскоблены при ее погружении, и в конечном счете столкновение обоих континентов вызвало акадский орогенез.

Но Атлантический океан должен был раскрыться снова, и, согласно предположению Берда и Дьюи, глыбовое дробление в триасе связано с начальными стадиями этого второго разделения.

Южные Аппалачи (*LS*). В продольном направлении Южные Аппалачи делятся на Прибрежную равнину и шельфовую область (с отложениями от мелового возраста до современных), провинцию Пидмонт (сложенную кристаллическими породами), провинцию Блу-Ридж и Провинцию кряжей и долин. Кристаллический Пидмонт представляет собой, в сущности, юго-западное продолжение пояса акадской складчатости Новой Англии, но он хуже обнажен и менее изучен геологически, чем область развития метаморфических и изверженных пород в Северных Аппалачах. Горы Блу-Ридж — это продолжение западного пояса докембрийских поднятий западной части Новой Англии. Они сложены позднедокембрийскими и кембрийскими оса-

дочными породами. Провинция кряжей и долин — это миогеосинклинальная область со складками и разрывами. Возраст дислокаций в основном позднепенсильванский, но первые фазы складчатости проявились еще в миссисипии. Система многочисленных чешуйчатых разрывов на юге, с надвиганием в сторону континента, далее к северу отражается на поверхности в виде классических складок Пенсильвании. Статья Рута, основанная на материалах детальных наблюдений, касается системы складок Пенсильвании.

Складчатый пояс Уошито (*LO*) протягивается вдоль южной окраины континента в виде ряда выступов и «заливов», таких же, как в Аппалачском поясе, но с большей амплитудой. Он перекрыт отложениями прибрежной равнины. Осадочные породы имеют палеозойский возраст; свиты девонского и пенсильванского возраста очень похожи на соответствующие отложения южной части Аппалачей. Для позднего пенсильвания характерно образование складок и надвигов, движение по которым происходило в сторону континента. Вдоль складчатого пояса располагается цепочка передовых прогибов. В статье Виле описано тектоническое развитие той части складчатого пояса, которая включает горы Уошито. По мнению Виле, для этого района характерно покровное внутреннее строение. При разведочном бурении на нефть было установлено положение фронта (обращенного к континенту) большей части складчатого пояса под плащом отложений прибрежной равнины, но в направлении от гор Уошито к океану обнаружены только слабые указания на наличие более древних кристаллических складчатых поясов.

Восточно-Гренландский складчатый пояс (*J*) представляет собой в основном раннепалеозойское сооружение. Он сформировался в результате каледонской складчатости в позднем силуре. Пояс протягивается от залива Скорсби у семидесятой параллели на северо-запад, частично под ледяным покровом, и, возможно, соединяется с Иннуитским складчатым поясом. Мощность геосинклинальной толщи верхнепротерозойских пород достигает здесь 16 000 м. На этой толще почти согласно залегают значительно менее мощные кембрийские и ордовикские слои, а на севере — силурийские породы. Все они имеют миогеосинклинальный характер. Все слои сильно деформированы, осложнены надвигами, движение по которым происходило в сторону Гренландского щита и его платформенного чехла [3].

Иннуитский складчатый пояс (*K*) протягивается через северную часть Арктического архипелага Канады и переходит на Землю Пири в северной Гренландии, где он, вероятно, встречается с Восточно-Гренландским складчатым поясом [9]. Его восточный и западный концы уходят под дно Северного Ледовитого океана; западная часть пояса перекрыта мезозойскими и третичными породами.

Большая часть осадочных пород имеет миогеосинклинальный характер и относится к ордовику и верхнему девону. Мощность этих пород составляет около 6000 м. Состав пород по преимуществу карбонатный, с небольшим содержанием обломочного материала и эвапоритов. На островах Парри они смяты в линейные симметричные складки широтного простирания. Складкообразование происходило здесь после девона, но раньше, чем сформировались несогласно перекрывающие среднепенсильванские слои. Однако на острове Корнуоллис слои были смяты в складки с меридиональными осями; здесь складчатость произошла между силуром и средним девоном.

Ограниченные выходы эвгеосинклинальных пород прослеживаются через северную часть острова Элсмир к окончанию острова Аксель-Хейберг. Мощность слоев здесь больше, чем в миогеосинклинальной области; здесь найдено небольшое число окаменелостей ордовикского и силурийского возраста. Возраст встреченных в обнажениях сланцев и гнейсов фундамента, возможно, докембрийский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bird J. M., Dewey J. F.*, Lithosphere plate, Continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 1031—1060, 1970.
2. *Hedge C. E., Noble D. C.*, Upper Cenozoic basalts with high Sr^{87}/Sr^{86} and Sr/Rb ratios, southern Great Basin, western United States, Geol. Soc. Am. Bull., **82**, pp. 3503—3510, 1971.
3. *King B.*, The tectonics of North America, and Tectonic Map of North America, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 628, 94 p., 1969.
4. *Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen R. L.*, Evolving subduction zones in the western United States, as interpreted from igneous rocks, Science, **174**, pp. 821—825, 1971.
5. *McKee E. H.*, Tertiary igneous chronology of the Great Basin of western United States — Implications for tectonic models, Geol. Soc. Am. Bull., **82**, pp. 3497—3502, 1971.
6. *Scholz C. H., Barazangi M., Sbar M. L.*, Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic inter-arc basin, Geol. Soc. Am. Bull., **82**, pp. 2979—2990, 1971.
7. *Thompson J. B., Jr., Norton S. A.*, Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas, in: *Zen E-an and others*, eds., Studies of Appalachian Geology, Northern, and maritime, New York, Interscience, pp. 319—328, 1968.
8. *Thompson J. B., Jr., Robinson P., Clifford T. N., Trask N. J., Jr.*, Nappes and gneiss domes in west-central New England, in: *Zen E-an and others*, eds., Studies of Appalachian Geology, Northern and maritime, New York, Interscience, pp. 203—218, 1968.
9. *Thorsteinsson R., Tozer E. T.*, Structural history of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian time, in: *Raasch G. O.*, ed., Geology of the Arctic, **1**, Toronto, Ontario, Toronto Press, pp. 339—360, 1961.
10. *Zen E-an, White W. S., Hadley J. B., Thompson J. B., Jr.*, Studies of Appalachian geology: Northern and maritime, New York, Interscience, 475 p., 1968.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ НЬЮФАУНДЛЕНДА [1]

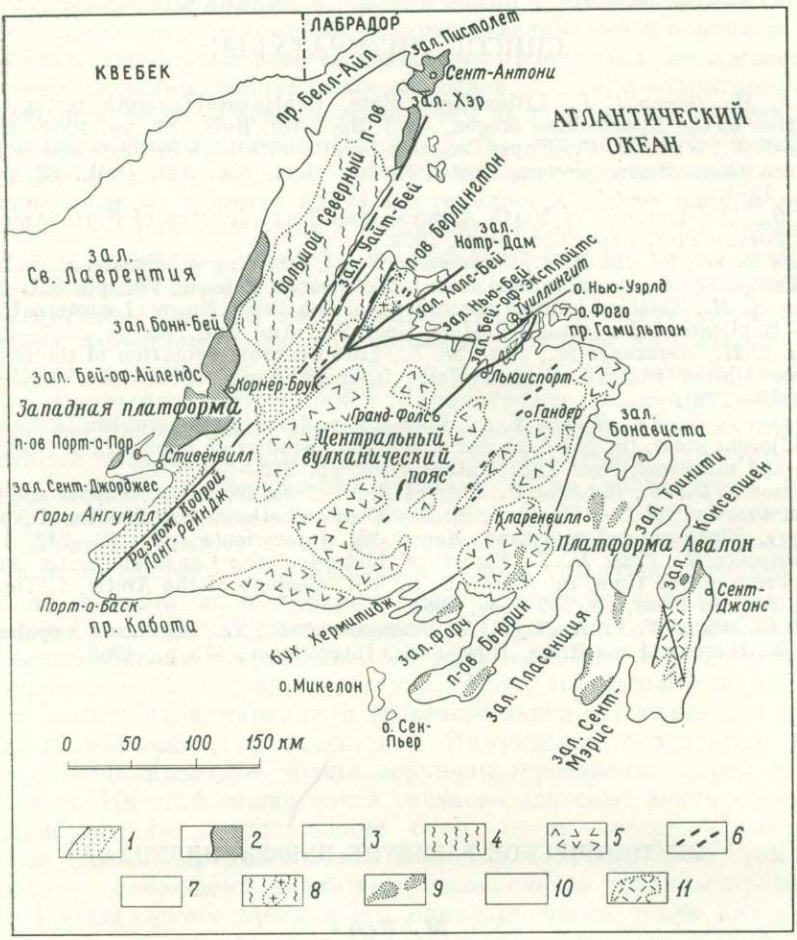
М. Кей [2]

Остров Ньюфаундленд (фиг. 1), занимающий площадь 130 000 км², лежит на северо-восточном окончании Аппалачской горной системы [68]. Традиционное представление о раннепалеозойской географии этого острова рисует центральный «бордерленд», называемый Нью-Брансуикия, с двумя прогибами на востоке и на западе от него [61]. Это представление было вытеснено теорией геосинклиналей и островных дуг [33, 35], в соответствии с которой Ньюфаунленд был разделен на три части: Западную платформу, Центральный вулканический (или подвижный) пояс и платформу Авалон [66, 36, 37].

Раннепалеозойская история тектонического развития как западного, так и восточного структурных поясов, где богатые фауной породы кембрия и ордовика сравнительно слабо дислоцированы, изучена достаточно хорошо. Центральный подвижный пояс разбит крутыми разрывами (в том числе поперечными) на блоки. В некоторых из этих блоков стратиграфическая последовательность установлена, но до тех пор, пока не определена величина отно-

[1] Полевые исследования в центральном Ньюфаундленде проведены по договору *GA*-15350 с Национальным нучным фондом. Изверженные породы, внедрившиеся в меланж Даннидж, изучались Менсоном [48], сотрудником Американского Музея естественной истории; конодонты в карбонатных породах определены Бергстромом из университета штата Огайо.

[2] Геологический факультет Колумбийского университета, Нью-Йорк.



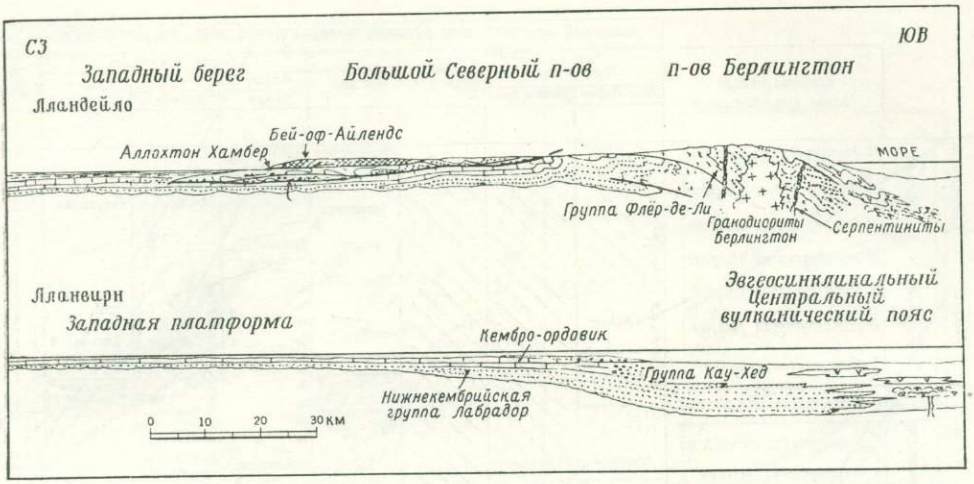
Фиг. 1. Геологическая карта острова Ньюфаундленд.

Западная платформа (1—4): *1* — каменноугольные осадочные породы; *2* — кембрийский — ордовикский аллохтон; *3* — кембрийский — ордовикский автохтон; *4* — докембрий. *Центральный вулканический пояс (5—8)*: *5* — девонские интрузии; *6* — кембрийские — силурийские ультраосновные породы; *7* — кембрийские — силурийские осадочные и вулканогенные породы; *8* — докембрийские — кембрийские гранодиориты Берлингтон (крестики) и группа Флёр-де-Ли. *Платформа Авалон (9—11)*: *9* — кембрийские—ордовикские осадочные породы; *10* — докембрийские осадочные и вулканогенные породы; *11* — докембрийские граниты Холируд.

сительных движений смежных блоков, реконструкция истории тектонического развития будет ненадежной.

Разработаны два особенно важных варианта структурно-геологической интерпретации. Экзотические глыбы и надвиговые пластины [32, 34] рассматривались как гравитационные оползни [59, 36], образовавшиеся в таконскую эпоху орогенеза в ордовике. В то же время область развития валунных аргиллитов центрального Ньюфаундленда, называемых меланжем Даннидж [43, 41], интерпретируется как выражение океанического желоба над зоной субдукции на краю закрывающегося Протакадского, или Прото-Атлантического, океана [9, 3, 24].

Основные структуры, сформировавшиеся в результате таконских дислокаций в ордовике, пользуются широким распространением. Их образование происходило в несколько фаз, проявившихся и в силуре. Девонские отложения центрального Ньюфаундленда были затронуты акадским диастрофизмом, сопровождавшимся интенсивной складчатостью и внедрением батолитов. Свидетельства позднепалеозойской аллеганской активизации встречены глав-



Фиг. 2. Реконструированные разрезы через Западную платформу и западную часть эвгеосинклинального пояса до и после боннской фазы таконской складчатости в ордовике.

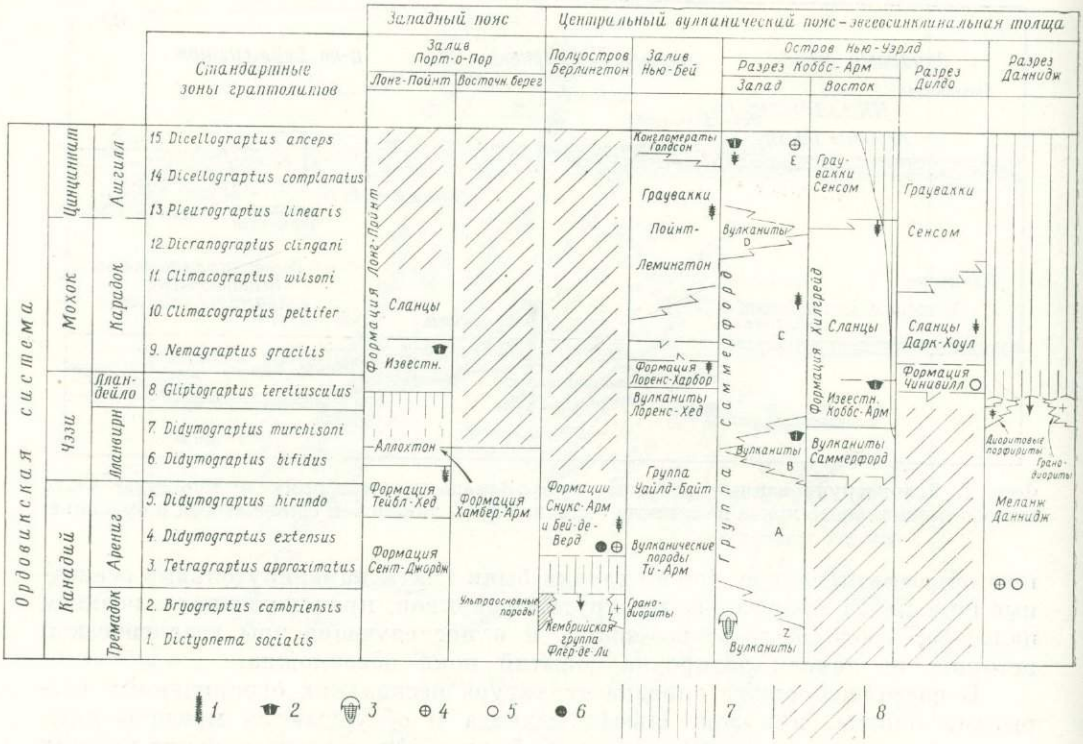
ным образом на западе, где в складки были смяты каменноугольные осадочные породы [2]. Формирование крутых разрывов, происходившее в позднем палеозое, продолжалось, возможно, и в последующие эры геологической истории, но точная датировка событий пока невозможна.

В настоящей статье описана структура нескольких ограниченных разрывами блоков, или зон, Ньюфаундленда и обсуждаются предложенные варианты интерпретации. Эти сведения были обобщены в нескольких работах [55, 56, 58]. Более четкие выводы можно найти в монографии по геологии Северной Атлантики [38].

Западный пояс. Фундамент Западного пояса сложен докембрийскими метаморфическими и изверженными породами, которые обнажены главным образом во внутренней части Большого Северного полуострова (фиг. 1), труднодоступной и сравнительно малоизученной [6]. Эти породы считаются гренвиллскими на основании очень небольшого количества определений возраста пород K/Ar-методом, которые дали значения 900—960 млн. лет [63]. На фундаменте несогласно залегает (фиг. 2, 3) толща песчаников, доломитов, известняков и сланцев от нижнекембрийского до среднеордовикского (лланвирнского) возраста [64].

Структурно выше автохтона располагается парааутохтон с синхронными карбонатно-галечниковыми конгломератами Кау-Хед, содержащими глыбы, которые соскользнули с карбонатной отмели на восток, на более глубокое илистое дно прогиба [45, 36, 57]; при этом вся толща смещалась на запад под аллохтон. Этот лежащий выше аллохтон Хамбер — Хэр-Бей сложен в нижней части надвинутыми одна на другую пластинами кембрийских и ордовикских граувакк, аргиллитов и лав, а в верхней части — пластинами офиолитовых ультраосновных пород [71]. На западном побережье полуострова Порт-о-Пор надвиговые пластины несогласно перекрываются среднеордовикскими известняками и сланцами Лонг-Пойнт [40] и силурийскими и девонскими сланцами и известняками.

Предположение о существовании в западной части Ньюфаундленда комплекса надвиговых пластин было выдвинуто в 1940 г. на том основании, что карбонатные породы и граптолитовые сланцы одного и того же возраста были обнаружены в близко расположенных разрезах, а также потому, что столь же резко различные фации, встреченные в западной части Новой Англии и на востоке штата Нью-Йорк, были истолкованы как аллохтон и автохтон [32, 34]. Эта гипотеза была развита Роджерсом и Нилом [59],



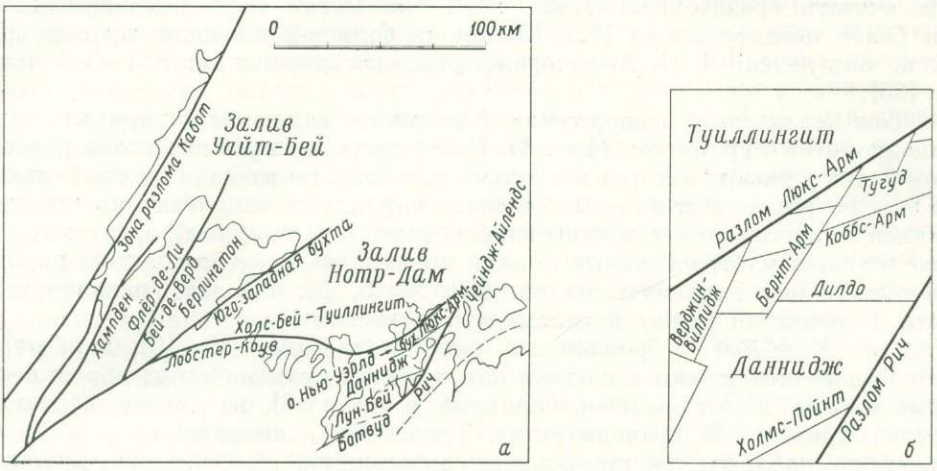
Фиг. 3. Корреляция ордовикских отложений от Западной платформы через Центральный вулканический (эвгеосинклинальный) пояс.

Полученные в последнее время уточненные значения возраста некоторых интрузий приведены в тексте. Окаменелости: *1* — граптолиты; *2* — брахиоподы; *3* — трилобиты и т. п. Гальки: *4* — гранитные; *5* — порфировые; *6* — ультраосновные; *7* — несогласное залегание; *8* — не обнажены или не сохранились.

которые ввели и обосновали представление о гравитационном сползании и о том, что источником ультраосновных пород служат интрузивы такого же состава на полуострове Берлингтон, примерно в 100 км к востоку. В то же время Берд и Дьюи [3] рисуют разрез с более общепринятыми взбросами и надвигами, отходящими от фланга тектонического шва.

Кей [36, 40] и Стивенс [62] разработали представление о формировании данной структуры как гравитационного оползня. Такие оползни могли возникнуть при подъеме морского дна, сложенного наиболее молодыми отложениями аллохтона, на такую высоту, что эти породы могли соскользнуть почти на 100 км к западу. Породы отложились незадолго до момента смещения, так что они, очевидно, были только частично консолидированы; такие глинистые осадки долго остаются достаточно мягкими. Если гравитационные оползни двигались к западу от шва, возникшего в середине заполненного осадками прогиба, то такие же оползни могли двигаться и к востоку, на территорию Центрального пояса. Этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Время соскальзывания определено как боннская (Bonnian) фаза таконской складчатости. Наиболее молодые породы, известные в автохтоне (фиг. 3) и в аллохтоне Хамбер-Арм в западной части Ньюфаундленда,— это граптолитовые глинистые сланцы раннего лланвирна (фиг. 3, зона *6*). Таким образом, эти осадки были подняты, и обломочный материал, возникший при размыве тектонической суши, был перенесен в западном направлении в течение лланвирна и лландейло, т. е. приблизительно во время чэзи. Любые сопряженные структуры на востоке должны были возникнуть в этот же момент.



Фиг. 4.

а — схематическая карта северо-восточного Ньюфаундленда, на которой показано расположение структурных блоков и главных разломов (возраст интрузива Лун-Бей в последнее время определяется как девонский); *б* — схема разломов между главными разломами Люкс-Арм и Рич.

Породы группы Лонг-Пойнт и отложившиеся позже осадочные породы на западном побережье претерпели небольшую складчатость; в них образовались пологие разрывы, а в позднем палеозое произошло широкое воздымание и возникли крутые разрывы. Некоторые разрывы синхронны осадконакоплению в карбоне, другие — моложе. Вдоль восточного борта Западного пояса в позднем палеозое возникла система грабенов рифтового типа, сравнимая с зоной Мидленд-Вэлли в Шотландии и Ирландии, образование которой непосредственно предваряло дрейф континентов.

Итак, метаморфические породы Западного пояса были несколько раз дислоцированы в докембрии, возможно, в гренвиллскую эпоху. Боннская фаза таконской активизации привела к образованию гравитационных оползневых пластин, переместившихся во время чэзи далеко на запад в виде аллохтонных масс. Последовавшее затем образование разрывов и складок сопровождало осадконакопление в карбоне и продолжалось в последующее время.

Блоки Центрального пояса. На северо-восточном побережье Центральный подвижный пояс можно разделить на несколько ограниченных разломами блоков, стратиграфический разрез и структура которых в большинстве случаев изучены достаточно хорошо. Разломы здесь обычно относят к категории поперечных сдвигов, в особенности разлом Люкс-Арм — Лобстер-Коув и разлом Рич (фиг. 4). Участки, примыкающие к этим разломам, будут описаны как блоки Флёр-де-Ли, Берлингтон, Холс-Бей — Туиллингит, острова Нью-Уэрлд, Даннидж, Лун-Бей, островов Чейндж-Айлендс и Гандер-Лейк.

Блок Флёр-де-Ли (фиг. 2) сложен породами группы Флёр-де-Ли [15], в основном осадочными кремнистыми породами. Возраст пород, вероятно, докембрийский и раннекембрийский (мощность последних сильно возрастает под морским дном, так же как к западу от залива Уайт-Бей на Большом Северном полуострове); они интрудированы и структурно перекрыты серпентинизированными ультраосновными породами [44, 10]. Этот блок лежит в ортотектоническом поясе, для которого характерны более интенсивные дислокации и метаморфизм, чем в восточных блоках, относящихся к паратектоническому поясу [11]. Отмечено несколько фаз деформации. Если источником ультраосновных пород в верхних пластинах аллохтона на западном побережье является район полуострова Берлингтон, то возраст интрузий

надо считать среднеордовикским, хотя они могли быть ремобилизованы и в более позднее время [52]. Южнее на большой площади возраст гранитов, определенный K/Ar-методом, оказался девонским: 358—384 млн. лет [63].

Блок Берлингтон, расположенный восточнее, содержит обширные выходы гранодиоритов Берлингтон (фиг. 1). Интерпретация геологического разреза этого блока у разных авторов несколько различна, но в общем можно считать, что этот разрез состоит из вулканических пород, радиоляриевых кремнистых сланцев и аргиллитов с нижнеордовикскими (аренигскими) граптолитами; нижележащие ультраосновные породы внедрились в метаосадочные породы Флёр-де-Ли или надвинуты на них [53, 54, 5, 10, 44]. На гранодиоритах свиты Берлингтон лежат конгломераты и песчаники.

Блок Холс-Бей — Туиллингит, или Лашез-Байт [25, 10], характеризуется многочисленными выходами лав и других вулканических пород; некоторые из них имеют раннеордовикский возраст [8], но другие, вероятно, гораздо древнее. В гранодиоритах Туиллингит, внедрившихся в 75 км к востоку, наблюдаются интенсивные деформации. Возраст гранодиоритов точно не известен; возможно, они докембрийские. Разлом Лобстер-Коув — Люкс-Арм, проходящий вдоль юго-восточной границы блока, представляет собой сдвиг, смещение по которому составило, возможно, несколько десятков километров.

Блоки острова Нью-Уэрлд (фиг. 4) — это многочисленные отдельные структуры, разделенные крутыми разломами. В юго-восточных разрезах — Тугуд, Коббс-Арм и Дилдо — обнажаются ордовикские лавы, туфы, известняки и аргиллиты. В северо-западных разрезах эти породы несогласно срезаются раннесилурийскими конгломератами и граувакками, но к юго-востоку они согласно перекрыты позднеордовикскими граувакками и силурийскими граувакками и конгломератами [39, 41]. В нижней части силурийских конгломератов встречаются крупные гальки вулканических пород; вверх по разрезу обнажается полимиктовая ассоциация, в которой гальки интрузивных пород не несут следов деформации [19]. Отмечено несколько генераций крутых разрывов.

Блок Даннидж содержит породы меланжа Даннидж [43, 23, 41, 42], широко распространенные между разломом Дилдо на севере и батолитом Лун-Бей и разломом Холмс-Пойнт на юге; на востоке блок Даннидж срезан разломом Рич северо-восточного простирания со смещением в несколько десятков километров. Меланж состоит из кливажированных глинистых сланцев с граувакковыми прослоями, шаровых лав, туфов и аргиллитов с гальками, представленными главным образом граувакками в сочетании с лавами, доломитами и реже с интрузивными породами. Вблизи южного края выходов меланжа в известняковом прослое среди вулканических пород найдены среднекембрийские трилобиты и брахиоподы [43]. Материалы нескольких десятков наблюдений позволяют говорить об изменчивой ориентировке трещин отдельности в шаровых лавах и косой слоистости в граувакках. В северной части некоторые трещины отдельности ориентированы на север, но большинство выполненных в разных местах наблюдений указывает на южную ориентировку. В нескольких местах литологические пачки прослеживаются на сотни метров, а одно тело полимиктовых конгломератов протягивается на 1 км. Структурный анализ показывает, что дислокации образовались в два этапа.

Блок Даннидж отличается обилием и разнообразием интрузий, представленных главным образом такими породами, которые известны только в этом поясе. Широко развиты штоки диоритовых порфиритов Коукер; площадь их выходов достигает многих квадратных километров. Порфириты переходят в основные разности; в некоторых из них встречается много ксенолитов серпентинитов и габбро [1]. В блоке Даннидж имеется много интрузий

специфического состава, которые не обнаружены в более северных блоках. Два небольших штока диаметром 1 км имеют явно выраженное зональное строение и окружены ореолом ороговикованных пород. Широко распространены небольшие штоки и дайки диабазов; лампрофировые дайки похожи на те, которые обнажаются в блоке Туиллингит и датированы как среднемезозойские [55][2]. Гранодиоритовый батолит Лун-Бей внедрился в край блока Даннидж в направлении на юго-запад, но восточнее разлом Холмс-Пойнт ограничивает этот блок вплоть до своего соединения с разломом Рич.

Блок Лун-Бей включает батолит Лун-Бей (площадь 60 км^2), сложенный гранодиоритами или тоналитами. На юге, к северо-западу от разлома Рич, батолит внедряется в толщу сланцеватых вулканических пород мощностью несколько километров, включающую шаровые лавы, выше которых залегает флишевая пачка мощностью несколько сотен метров, сложенная кремнистыми сланцами, тонкозернистыми аргиллитами и граувакками. Ей приписывался позднеордовикский возраст — 440 млн. лет [67], однако выполненные позже определения K/Ar-методом дали девонский возраст: 372 $\pm$ $\pm$ 10 млн. лет и 365 $\pm$ 10 млн. лет [48]. Вопреки опубликованным данным, автор считает, что именно эта толща в большей степени связана с меланжем Даннидж (находящимся к юго-востоку от нее), чем содержащая ультраосновные породы группа Гандер-Лейк.

К юго-востоку от большого сдвига Рич в блоке, известном как блок островов Чейндж-Айлендс и залива Гандер-Бей, взаимоотношения между различными толщами изучены хуже. Разлом Рич приблизительно параллелен простиранию осадочных и осадочно-вулканогенных пород Чейндж-Айлендс [12] и сменяющих их на юго-западе пород Ботвуд [69]. Общая протяженность выходов этих пород превышает 100 км. Вдоль разлома встречаются узкие зажатые линзы и глыбы гранитов (длиной до 1 км), тела роговиков и базальтов, не похожие на другие горные породы этого района. Разлом срезает цепочку блоков и служит ее северо-западным ограничением вплоть до соединения с разломом Люкс-Арм уже в открытом море, в Атлантике. Это очень крупный сдвиг. Породы силурийской толщи Чейндж-Айлендс подверглись небольшой складчатости; они кливажированы, но метаморфизованы слабо. На юго-востоке, по другую сторону надвига Индиан-Айленд, породы северного края группы Гандер-Лейк имеют такой же состав, но несут следы пластической деформации; в полимиктовых конгломератах здесь встречаются слегка расплющенные осколки гранодиоритов и очень сильно деформированные гальки кремнистых сланцев.

Блок Гандер-Лейк [31, 1, 65] протягивается на юго-восток до широкой полосы гранитных батолитов и позднедокембрийских осадочных пород, относящихся уже к платформе Авалон; границы блока проходят, вероятно, по разрывам (фиг. 1). Мощность группы Гандер-Лейк оценивается в 8—10 км, но ни ее стратиграфия, ни структура должным образом не изучены. Породы имеют глинистый состав и содержат ордовикские граптолиты и обломки раковин. К западу и юго-западу от этого массива встречены силурийские отложения. В линзах конгломератов имеются гальки диоритов. Слои вулканических обломочных пород и лавовые потоки малочисленны и имеют мощность только несколько десятков метров, причем некоторые из них переслаиваются с пластами, содержащими окаменелости ордовикского возраста. Магматические породы обнажились здесь задолго до внедрения

[1] Для ксенолитов Коукер (Козуэй) определения абсолютного возраста по K/Ar-методу дали 428 $\pm$ 13 млн. лет и 435 $\pm$ 13 млн. лет, а по Rb/Sr-методу — 454 млн. лет (при постоянной распада $1{,}47 \times 10^{11}$ год$^{-1}$) или 480 млн. лет (при постоянной распада $1{,}38 \times 10^{11}$ год$^{-1}$). Эти определения указывают на ордовикский возраст [48].

[2] Такие же интрузии в блоке Лун-Бей имеют возраст 165 $\pm$ 5 млн. лет (по K/Ar-методу).

девонских батолитов [63, 70]. Возраст диоритовых штоков с деформациями (по Rb/Sr-методу) около 600 млн. лет, т. е. позднедокембрийский или раннекембрийский [14]. Этот возраст, если определение его достоверно, указывает на то, что в районе тектонического шва или тектонической суши внутри пояса Гандер-Лейк действительно существовал источник галек интрузивных пород. Пояс ультраосновных пород Гандер-Ривер длиной 200 км и шириной до 50 км сложен линзами серпентинитов, перидотитов и ассоциирующихся с ними пород (фиг. 1). Линзы вытянуты вдоль простирания структуры, но в них не обнаружено сколько-нибудь ясных стратиграфических или структурных закономерностей. Считается, что эти интрузивы подтверждают представления о происхождении древних океанических желобов [20, 22]. Хотя они и связаны с меланжем Даннидж, но находятся на другой стороне большого разлома Рич.

Источник западного аллохтона и поиски сопряженной восточной части. Гравитационные оползни данного побережья должны были иметь сопряженные структуры на востоке, если они соскользнули с гряды пластичных геосинклинальных пород на полуострове Берлингтон [36]. Это сползание произошло на западном побережье (фиг. 2, 3) после раннего лланвирна (зона *6*) и перед поздним чэзи (лландейло, зона *8*). Согласно описаниям, структуры имеют западное падение на западе и восточное — на востоке полуострова, так что это вполне похоже на поднятие пластичных пород. На восточной стороне полуострова следы сползания пород на восток не обнаружены. Гораздо дальше к востоку проявлением такого сползания можно считать меланж Даннидж, если предположить, что среднекембрийские окаменелости попали в меланж в оползневой массе. Группа Флёр-де-Ли, нижнеордовикская группа Снукс-Арм и сходная с ней группа Бей-Верт, а также подстилающие ультраосновные породы полуострова Берлингтон сходны с породами аллохтона. Если бы этот меланж действительно был сопряженной частью, то в структуре и стратиграфии каждого его участка имелись бы черты сходства с полуостровом Берлингтон. Породы к северу от этого меланжа до разлома Люкс-Арм в разрезах острова Нью-Уэрлд хорошо датированы фаунистически, включая и время, когда происходило соскальзывание к западу; однако указания на соответствующий стратиграфический перерыв отсутствуют. Среднеордовикские оползневые массы не могли пройти через эту толщу, и нет оснований предполагать, что боннская фаза таконской складчастости оказала здесь какое-либо влияние на поступление терригенных осадков; в действительности в разрезе Коббс-Арм отложения лландейло и карадока представлены известняками и аргиллитами.

Не исключено, что смещение по поперечным сдвигам, таким, как разлом Люкс-Арм, было настолько велико, что состав разрезов на юго-востоке не имеет значения для решения проблемы; возможно, что по этим сдвигам породы, занимавшие в мезозое близкое положение, были растащены затем на очень большое расстояние, подобно тому как это произошло в Калифорнии. Пока характер и величина этих смещений не выяснены, попытки реконструировать палеозойский разрез Ньюфаундленда в рамках современной географии имеют не больше смысла, чем построение разреза через Калифорнию без учета смещений по сдвигу! Альтернативная интерпретация может состоять в том, что аллохтонные массы двигались исключительно на запад по наклонному западному борту блока, тогда как его восточный борт служил источником конгломератов, отлагавшихся на смежных участках рифта [36].

Вполне допустимо, что блоки Берлингтон и Холс-Бей — Туиллингит представляют собой часть некогда непрерывного пояса, и можно предположить, что блок Даннидж также находился в этом поясе и при этом сохранялась зона субдукции. Тектонические события в блоке Даннидж имеют такой же возраст, что и на полуострове Берлингтон. Эти вопросы сейчас интенсивно изучаются. До тех пор пока они не решены, многое из того, что

написано о взаимосвязях между структурными блоками Центрального вулканического пояса в раннем палеозое, остается только предположением. Все описанные выше тектонические блоки между разломами залива Уайт-Бей и блоком Гандер-Лейк, расположенные на северо-восточном побережье Ньюфаундленда, на южном побережье срезаны: на юго-западе Ньюфаундленда блок Гандер-Лейк примыкает к зоне разломов Кабот [71].

Пояс Авалон. Юго-восточный Ньюфаундленд, как и северо-западная часть острова, был в раннем палеозое платформой в противоположность очень подвижному Центральному вулканическому поясу [66, 37]. Эта платформа, называемая поясом Авалон (фиг. 1), содержит три главных комплекса пород: последовательность нескольких толщ вулканогенных и осадочных пород позднего докембрия, еще более поздний докембрийский гранитный батолит Холируд, внедрившийся в породы древнего комплекса, и несогласно залегающую на них толщу кембрийских базальных песчаников и конгломератов, сменяющихся вверх по разрезу кембрийскими и нижнеордовикскими глинистыми породами с включениями известняков и единственным лавовым потоком [49]. Кембрийские трилобиты больше напоминают трилобиты северо-западной Европы, чем большей части Северной Америки [29].

Докембрийский фундамент нарушен разломами; некоторые из них служили ограничениями грабенов и горстов и определяли особенности кембрийского осадконакопления и более поздних дислокаций. Кембрийские и ордовикские породы в восточном блоке залива Консепшен (фиг. 1) только слегка наклонены, но в более западных районах кембрийские породы смяты в складки и образуют синклинальные прогибы и впадины. В депрессиях на северо-западе осевые плоскости складок падают в западных бортах на запад, а в восточных — на восток [31]. В других прогибах падение осевых плоскостей изменчиво.

Пояс Мегума. Континентальный шельф протягивается на 500 км к востоку от полуострова Авалон. Единственные наблюдения были выполнены при подводных работах на скалах Верджин-Рокс [47]. Эти скалы сложены метаосадочными породами, аналогичными породам докембрийского пояса Авалон. Примерно в 800 км к юго-западу продолжение пояса Авалон можно распознать в Новой Шотландии, где терригенная группа Мегума, сложенная в основном граувакками, имеет мощность несколько тысяч метров. Возраст ее — самый конец докембрия и начало палеозоя [60]. Как и в случае метаморфических пород Верджин-Рокс, слои Мегума напоминают некоторые породы полуострова Авалон. Если бы не было ничего известно о сложных сдвиговых перемещениях блока Мегума, то можно было бы предположить, что эти слои продолжаются под Большой Ньюфаундлендской банкой и далее на восток, к континентальному шельфу восточного Ньюфаундленда. Многочисленные первичные структуры в слоях Мегума свидетельствуют о том, что источник материала располагался, по-видимому, на юго-востоке. В рамках современных представлений об истории Атлантического океана можно предположить, что питающая провинция блока Мегума и его юго-восточного продолжения находится в настоящее время в пределах континентального шельфа Иберийского полуострова или северо-западной Африки. Для реконструкции раннепалеозойской палеогеографии имеющихся в нашем распоряжении материалов явно недостаточно.

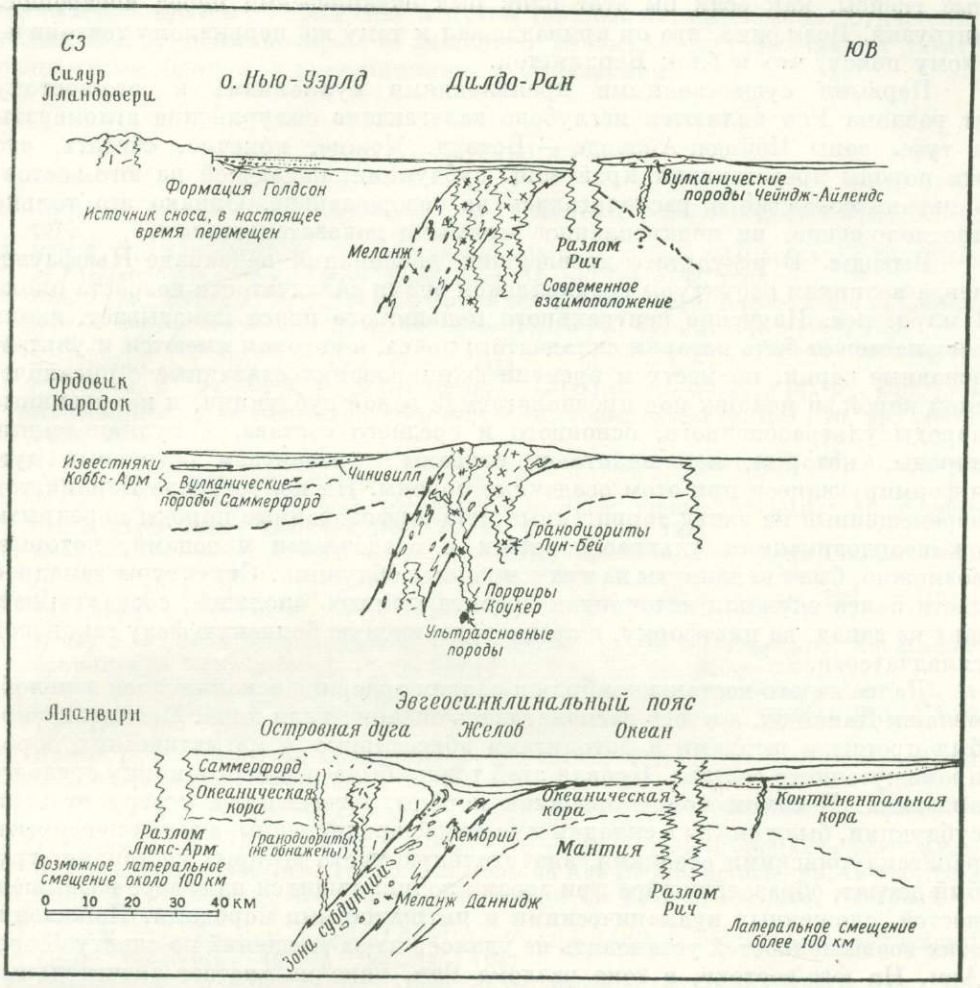
Субдукция и Протакадский [1] океан. Раннепалеозойскую историю центрального Ньюфаундленда связывают с тектоническими движениями плит [30, 46, 50]. Пояс ультраосновных пород залива Гандер-Бей рассматривается

[1] Термин «Протакадский океан» введен для обозначения раннепалеозойской океанической впадины, которая находилась на месте развития таконской, каледонской и акадской складчатости [42]. Прото-Атлантическим называют океан, который генетически предшествовал Атлантическому [72]; это название вполне логично отнесено к раннемезозойскому прародителю Южной Атлантики.

Хессом [21] как результат деформации тектогена под океаническим желобом. Ганн [16; см. также 35, стр. 73], предвосхищая современные взгляды, считал такие ассоциации результатом субдукции. Меланж Даннидж сопоставляется [41] с францисканским меланжем Калифорнии [26, 27, 28]. Францисканскую структуру первоначально связывали с глубинным вдавливанием (downbuckle), или образованием «тектогена» [13, стр. 905], а затем с зоной субдукции [18, 17, 7, 73]. Дьюи [9] и Хорн [23, 24] связывали меланж Даннидж с зоной субдукции, погружающейся на северо-запад под нижнеордовикские вулканические породы Саммерфорд серии Дилдо, которая далее к северо-западу образует вулканическую дугу. Они предположили, что породы Даннидж и Саммерфорд фациально проникают друг в друга и стратиграфически непрерывны, но разлом Дилдо отделяет породы Даннидж от вулканитов [41]; смещение по сдвигу было, возможно, небольшим. В противоположность Францисканской толще в меланже Даннидж не обнаружено пород высокого давления, например глаукофановых сланцев. Внутренняя структура и ориентировка пластин и обломков изучены лучше; интрузивы среднего состава занимают большой объем, но ультраосновные породы известны только в ксенолитах.

В своей первой статье по этому вопросу Дьюи [9, стр. 128] поместил меланж Даннидж в желоб над зоной субдукции, погружающейся к северо-западу под отложения блока Берлингтон, которые, как предполагалось, подстилаются первичной океанической корой; позднее Дьюи предложил другую интерпретацию, согласно которой этот блок явился тектоническим островом с краевой океанической впадиной на северо-западе [10, стр. 1302]. Значение зоны ультраосновных пород Гандер-Ривер было неясным [4, стр. 30]. Черч и Стивенс [5, стр. 1465] постулировали «поддвигание западной континентальной окраины и смежного сегмента океанической коры под океаническую литосферу» блока Берлингтон вдоль падающей на юго-восток зоны субдукции и поддвигание океанической коры «на юго-восток под зону Гандер-Лейк». В этих предположениях не учитывается ни роль разлома Рич [41], ни тот факт, что блок Лун-Бей сложен вулканическими породами, марганецсодержащими кремнистыми сланцами и граувакками, т. е. породами, которые принято считать океаническими. Автор не собирается строить дальнейшие предположения относительно связей между блоками Берлингтон и Флёр-де-Ли. Поскольку вулканический пояс Гандер-Ривер и ассоциирующиеся с ним породы простираются параллельно зоне разлома Кабот в юго-западной части Ньюфаундленда [71], необходимо объяснить, почему блоки северного побережья не связаны между собой постепенными переходами. Сами выходы пород Даннидж являются случайными, так как по краям открытой Атлантики из-за смещений вдоль разломов ничто не могло сохраниться в неприкосновенности.

По мнению автора, породы Даннидж сформировались в кембрии и раннем ордовике над зоной субдукции; блок Лун-Бей на юге был в это время океаническим дном; на севере кора погрузилась под вулканические породы островного пояса (фиг. 5). Источником огромных глыб шаровых лав были лавовые потоки, возникшие на севере или на юге; шаровые лавы, как и связанные с ними марганцовистые кремнистые сланцы, следует считать, по-видимому, океаническими. Заманчиво было бы предположить, что обломки гранодиоритов в меланже происходят из пород Туиллингит или Лун-Бей, но первые представлены гнейсами и перемещены издалека, а вторые внедрились в пласты с галькой гранодиоритов толщи Даннидж. Таким образом, образование меланжа произошло раньше, чем сформировались гранодиориты блока Лун-Бей, датированные поздним ордовиком, а также раньше, чем образовались порфиры свиты Коукер. В отложениях среднеордовикского возраста к северу от блока Даннидж также встречены гальки порфиров, похожих на материал интрузий в толще Даннидж, но аналогичные гальки есть и в самой этой



Фиг. 5. Реконструированные разрезы через восточную часть эвгеосинклинального пояса до и после ордовикских фаз складчатости.

толще. Вероятно, в одних обнажениях встречены более древние части толщи Даннидж, чем в других.

Блок Холс-Бей — Туиллингит, находящийся к северу от разлома Люкс-Арм, переместился по сдвигу на неизвестное расстояние, и первоначальные его взаимосвязи с блоками на северо-западе не установлены. Нет сведений о первичных породах южной или юго-восточной частей блока Лун-Бей; недостаточно также данных о природе юго-восточного ограничения океанической коры. Позиция блоков Гандер-Лейк неясна. Океанические серии не обнаружены, если только они не представлены (возможно, в ремобилизованном виде) ультраосновными породами зоны Гандер-Ривер.

В блоках, расположенных севернее (на севере острова Нью-Уэрлд), ордовикские породы были дислоцированы и эродированы к раннему силуру. Силурийские вулканогенные и полимиктовые конгломераты становятся к северу грубее, но гранодиориты в обломках не гнейсовидные, как в обнажениях блока Туиллингит; во всяком случае, этот блок находился далеко от этого района до образования поперечного сдвига Люкс-Арм. В блоке Туиллингит имеются основные шаровые лавы, более древние, чем интрузив-

ные гнейсы, как если бы этот блок был океаническим перед внедрением интрузий. Возможно, что он принадлежал к тому же первичному тектоническому поясу, что и блок Берлингтон.

Первыми существенными проявлениями вулканизма к юго-востоку от разлома Рич являются неглубоко залегающие силурийские агломераты и туфы зоны Чейндж-Айлендс — Ботвуд. Можно, конечно, считать, что эти породы представляют край зоны субдукции, падающей на юго-восток, а океаническая кора располагалась на северо-западе. Однако это только предположение, не подкрепленное прямыми доказательствами.

Выводы. В результате древнейших дислокаций на западе Ньюфаундленда возникли структуры гренвиллской эпохи складчатости возраста около 1 млрд. лет. Изучение центрального подвижного пояса показывает, сколь сложна может быть история складчатого пояса, в котором имеются и ультраосновные серии, по месту и времени формирования связанные с океанической корой, и меланж над предполагаемой зоной субдукции, и интрузивные породы ультраосновного, основного и среднего состава, и вулканогенные породы, которые, как полагают, связаны с развитием островных дуг, и формирующиеся при этом осадочные породы. На полуострове Берлингтон перемещенные на запад терригенные метаморфизованные породы перекрыты нижнеордовикскими ультраосновными и осадочными породами, которые, возможно, были надвинуты на них в процессе обдукции. Структуры западной части пояса служили источником гравитационных оползней, соскальзывавших на запад, на платформу, в среднеордовикскую боннскую фазу таконской складчатости.

Далее на юго-восток в кембрии и раннем ордовике накапливался в желобе меланж Даннидж, а к югу располагалась океаническая кора. Меланж вскоре был пронизан штоками и батолитами абиссальных и магматических пород промежуточного состава. Кровля этой толщи была размыта к концу среднего ордовика. В самом конце ордовика породы, залегавшие к северу от зоны субдукции, были смяты в складки и частично эродированы, а затем перекрыты раннесилурийскими осадками, значительную часть которых составляет грубый детрит, образовавшийся при эрозии поднимавшихся на севере возвышенностей, сложенных вулканическими и интрузивными породами. Положение этих возвышенностей установить не удалось из-за смещений по сдвигу Люкс-Арм. На юго-востоке, в зоне разлома Рич, явно не хватает значительных лавовых потоков основного состава, которые следовало бы ожидать в океанической коре, но отмечаются сдвиговые смещения с амплитудой в десятки километров. В массиве за этим разломом располагаются линзовидные ультраосновные интрузии зоны Гандер-Ривер, возможно, ремобилизованные. Последовавшие в девоне интенсивные дислокации, относящиеся к эпохе акадского диастрофизма, привели к складкообразованию во всем регионе и к внедрению гранитных батолитов.

В результате дислокаций в карбоне возникли рифтовые структуры, хорошо видные на западе острова. За этим последовала некоторая складчатость. В дальнейшем произошли большие смещения блоков коры по крутым разрывам, обычно представляющим собой сдвиги.

На юго-востоке Ньюфаундленда, в поясе Авалон, в докембрии сформировалась толща терригенных осадочно-вулканогенных пород мощностью несколько километров, а в позднем докембрии произошло внедрение гранитов. Кембрийские и нижнеордовикские отложения имеют мощность только сотни метров; они формировались в платформенных условиях; лишь в отдельных местах имелись неглубокие ограниченные разрывами прогибы и горсты. В западной части породы смяты в складки также, возможно, в девоне, в акадскую эпоху складчатости. Такая интерпретация тектонического развития этих структурных блоков — пока только предположение. Эти вопросы непрерывно изучаются как путем картирования и исследования петрологии извер-

женных и осадочных пород, так и путем геохимических и радиологических исследований, цель которых — выяснить связь между тектоникой плит, воздыманием блоков и гравитационным оползанием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson F. D., Williams H.*, Gander Lake (West Half), Geol. Survey Can. Map. 1195A, 1970.
2. *Belt E. S.*, Newfoundland Carboniferous stratigraphy and its relation to the Maritimes and Ireland, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 734—753, 1969.
3. *Bird J. M., Dewey J. F.*, Lithosphere plate continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 1031—1060, 1970.
4. *Bird J. M., Dewey J. F., Kidd W. S. F.*, Proto-Atlantic oceanic crust and mantle, Appalachian/Caledonian ophiolites, Nature, **231**, pp. 28—31, 1971.
5. *Church W. R., Stevens R. K.*, Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequences, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 1460—1466, 1971.
6. *Clifford P. M.*, Evolution of Precambrian massif of western Newfoundland, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 647—654, 1969.
7. *Coleman R. G.*, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 1212—1222, 1971.
8. *Dean W. T.*, Lower Ordovician trilobites from the vicinity of South Catcher Pond, Northeastern Newfoundland, Geol. Surv. Can. Paper 70.44, 15 p., 1970.
9. *Dewey J. F.*, Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen, Nature, **222**, pp. 124—129, 1969.
10. *Dewey J. F., Bird J. M.*, Origin and emplacement of the ophiolite suite, Appalachian ophiolites in Newfoundland, Journ. Geophys. Res., **76**, pp. 3179—3206, 1971.
11. *Dewey J. F., Kay M.*, Appalachian and Caledonian evidence for drift in the North Atlantic, in: *Phinney R. A.*, ed., The history of the Earth's crust, Princeton Univ. Press, pp. 161—168, 1968.
12. *Eastler T. E.*, Geology of Change Islands and eastern Notre Dame Bay, Newfoundland, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 425—432, 1969.
13. *Ernst W. G.*, Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California, Geol. Soc. Am. Bull., **76**, pp. 879—913, 1965.
14. *Fairbairn H. W., Berger A. R.*, Preliminary geochronological studies in northeastern Newfoundland, Mass. Inst. Tech., 17th Rept. on Age Determinations, pp. 19—20, 1969.
15. *Fuller J. O.*, Geology and mineral resources of the Fleur-de-Lys area, Newfoundland Geol. Survey Bull. 15, 41, p., 1941.
16. *Gunn R.*, Quantitative aspects of juxtaposed ocean deeps, mountain chains and volcanic ranges, Geophysics, **12**, pp. 238—255, 1947.
17. *Hamilton W.*, Mesozoic California and the underflow of the Pacific mantle, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 2409—2430, 1969.
18. *Hamilton W., Myers W. B.*, Cenozoic tectonics of the western United States, Rev. Geophys., 4, pp. 509—549, 1966.
19. *Helwig J. A., Sarpi E.*, Plutonic-pebble conglomerates, New World Island, Newfoundland, and history of eugeosynclines, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 443—466, 1969.
20. *Hess H. H.*, Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions — A contribution to the ophiolite problem, 17th Int. Geol. Congr., Rept., **2**, pp. 263—282, 1939.
21. *Hess H. H.*, Appalachian peridotite belt; its significance in sequence of events in mountain building (abs.), Geol. Soc. Am. Bull., **51**, p. 1996, 1940.
22. *Hess H. H.*, Serpentines, orogeny and epeirogeny, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, pp. 391—408, 1955.
23. *Horne G. S.*, Early Ordovician chaotic deposits in the central volcanic belt of northeastern Newfoundland, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 2451—2646, 1969.
24. *Horne G. S.*, Complex volcanic-sedimentary patterns in the Magog Belt of northeastern Newfoundland, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 1767—1788, 1970.
25. *Horne G. R., Helwig J. A.*, Ordovician stratigraphy of Notre Dame Bay, Newfoundland, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 388—407, 1969.
26. *Hsü K. J.*, Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville problem, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 1063—1074, 1968.
27. *Hsü K. J.*, Melanges of San Franciscan Peninsula — Geologic reinterpretation of type Franciscan, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **51**, pp. 579—600, 1969.
28. *Hsü K. J.*, Mesozoic evolution of the California coast ranges, A second look (см. статью на стр. 373 настоящего сборника).
29. *Hutchinson R. D.*, Cambrian stratigraphy and trilobite faunas of southeastern Newfoundland, Geol. Survey Can. Bull., 88, 156 p., 1962.

30. *Isacks B., Oliver J. E., Sykes L. R.*, Seismology and the new global tectonics, Journ. Geophys. Res., **73**, pp. 5855—5899, 1968 [см. русский перевод в кн. «Новая глобальная тектоника», «Мир», М., 1974].
31. *Jenness S. E.*, Terra Nova and Bonavista map areas, Newfoundland, Geol. Survey Can. Mem. 327, 184 p., 1963.
32. *Johnson H.*, Paleozoic lowlands of western Newfoundland, New York Acad. Sci. Trans., ser. 2, **3**, pp. 141—145, 1941.
33. *Kay M.*, Development of the northern Alleghany synclinorium and adjoining regions, Geol. Soc. Am. Bull., **53**, pp. 1601—1658, 1942.
34. *Kay M.*, Paleogeographic and palinspastic maps, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **29**, pp. 426—450, 1945.
35. *Kay M.*, North American geosynclines, Geol. Soc. Am. Mem. 48, 143 p., 1951 [см. русский перевод: *Кэй М.*, Геосинклинали Северной Америки, ИЛ, М., 1955].
36. *Kay M.*, Comparison of the lower Paleozoic volcanic and non-volcanic geosynclinal belts in Nevada and Newfoundland, Bull. Can. Petrol. Geol., **25**, pp. 579—599, 1966.
37. *Kay M.*, Stratigraphy and structure of northeast Newfoundland bearing on drift in North Atlantic, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **51**, pp. 579—600, 1967.
38. *Kay M.*, ed., North Atlantic geology and continental drift — a symposium, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, 1082 p., 1969a.
39. *Kay M.*, Silurian of northeast Newfoundland, in: *Kay M.*, ed., North Altantic geology and continental drift — a symposium, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 414—424, 1969b.
40. *Kay M.*, Thrust sheets and gravity slides of western Newfoundland, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 665—669, 1969c.
41. *Kay M.*, Flysch and bouldery mudstone in northeast Newfoundland, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 7, pp. 155—164, 1970.
42. *Kay M.*, Dunnage Melange and lower Paleozoic deformation in northeast Newfoundland, 24th Int. Geol. Congr., Rept., **3**, pp. 122—133, 1972.
43. *Kay M., Eldredge N.*, Cambrian trilobites in central Newfoundland volcanic belt, Geol. Mag., **105**, pp. 372—377, 1968.
44. *Kennedy M. J., Phillips W. E. A.*, Ultramafic rocks of the Burlington Peninsula, Newfoundland, Geol. Assoc. Can. Proc., **22**, pp. 35—46, 1971.
45. *Kindle C. H., Whittington H. B.*, Stratigraphy of the Cow Head region, western Newfoundland, Geol. Soc. Am. Bull., **69**, pp. 315—342, 1958.
46. *LePichon X.*, Sea-floor spreading and continental drift, Journ. Geophys. Res., **73**, pp. 3661—3705, 1968 [см. русский перевод в кн. «Новая глобальная тектоника», «Мир», М., 1974].
47. *Lilly H. D.*, Submarine examination of the Virgin Rocks area, Grand Banks, Newfoundland, Preliminary notes, Geol. Soc. Am. Bull., **76**, pp. 131—132, 1965.
48. *Manson D. V., Kay M.*, Intrusions in the Dunnage melange subduction zone, northeast Newfoundland, Am. Museum Nat. Hist. Novitates (в печати).
49. *McCartney W. D.*, Whitbourne map-area, Newfoundland, Geol. Surv. Can. Mem. 341, 135 p., 1967.
50. *Morgan W. J.*, Rises, trenches, great faults and crustal blocks, Journ. Geophys. Res., **73**, pp. 1959—1982, 1968.
51. *Morris R. W., Kay M.*, Ordovician graptolites from the middle Table Head Formation at Black Cove, Port au Port, Newfoundland, Journ. Paleont., **40**, pp. 1223—1229, 1966.
52. *Neale E. R. W.*, Ambiguous intrusive relationships of the Betts Cove-Tilt Cove serpentinite belt, Newfoundland, Geol. Assoc. Can. Proc., **9**, pp. 95—102, 1957.
53. *Neale E. R. W., Nash W. A.*, Sandy Lake (east half), Newfoundland, Geol. Survey Can. Paper 62—28, 40 p., 1963.
54. *Phillips W. E. A., Kennedy M. J., Dunlop G. M.*, Geologic comparison of western Ireland and northeastern Newfoundland, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 194—211, 1969.
55. *Poole W. H.*, Tectonic Evolution of Appalachian region of Canada, Geol. Assoc. Can. Spec. Publ. 4, pp. 9—51, 1967.
56. *Poole W. H., Stanford B. V., Williams H., Kelley D. G.*, in: *Douglas R. J. W.*, ed, 1970; Geology and mineral resources of Canada, Geol. Survey Canada, Econ. Geol. Rept. 1, pp. 228—364.
57. *Rodgers J.*, The eastern edge of North America during the Cambrian and lower Ordovician, in: *Zen E-an and others*, eds., Studies of Appalachian geology, Northern and maritime, New York, Interscience, pp. 141—149, 1968.
58. *Rodgers J.*, The tectonics of the Appalachians, New York, Interscience, 270 p., 1970.
59. *Rodgers J., Neale E. R. W.*, Possible «Taconic» klippen in western Newfoundland, Am. Journ. Sci., **261**, pp. 213—230, 1963.
60. *Schenk P. E.*, Regional variation of the flysch-like Meguma Group (lower Paleozoic) of Nova Scotia compared to recent sedimentation off the Scotia shelf, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 7, pp. 127—154, 1970.
61. *Schuchert C., Dunbar C. O.*, Stratigraphy of western Newfoundland, Geol. Soc. Am. Mem. 1, 123 p., 1934.

62. *Stevens R. K.*, Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on a Proto-Atlantic Ocean, Geol. Assoc. Can. Spec. Publ. 7, pp. 165—178, 1970.
63. *Wanless R. K.*, Isotope age map of Canada, Geol. Survey Can., Map 1256A, 1970.
64. *Whittington H. B., Kindle C. H.*, Cambrian and Ordovician stratigraphy of western Newfoundland, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 655—664, 1969.
65. *Williams H.*, Twillingate map area, Newfoundland, Geol. Survey Can. Paper 63—36, 30 p., 1963.
66. *Williams H.*, The Appalachians in northeastern Newfoundland — A two sided symmetrical system, Am. Journ. Sci., **262**, pp. 1137—1158, 1964a.
67. *Williams H.*, Notes on the orogenic history and isotope ages in Botwood map area, northeastern Newfoundland, Geol. Survey Can. Paper 64—17, pt. 2, pp. 22—25, 1964b.
68. *Williams H.*, Island of Newfoundland, Geol. Survey Can. Map 1231A, 1967a.
69. *Williams H.*, Silurian rocks of Newfoundland, Geol. Assoc. Can. Spec. Publ. 4, pp. 93—137, 1967b.
70. *Williams H.*, Wesleyville, Newfoundland, Geol. Survey Can., Map 1227a, 1969.
71. *Williams H.*, Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation, A review and interim report, Geol. Assoc. Can. Proc., **24**, pp. 9—25, 1971.
72. *Wilson J. T.*, Did the Atlantic close and then re-open, Nature, **211**, pp. 676—681, 1966.
73. *Yeats R. S.*, Southern California structure, sea-floor spreading, and history of the Pacific Basin, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, pp. 1693—1702, 1968.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЫВНО-СКЛАДЧАТОЙ ТЕКТОНИКИ, ОБУСЛОВЛЕННОЙ ФОРМИРОВАНИЕМ ПРОГИБОВ НА ЗАПАДЕ ШТАТА МЭН, С ТЕКТОНИКОЙ ТАКОНСКИХ КЛИППОВ [1]

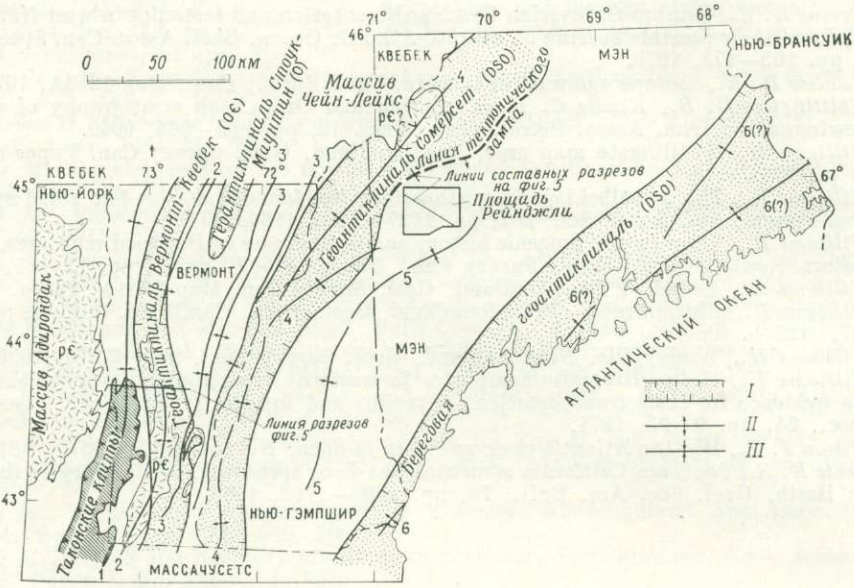
Р. Мёнч [2]

Площадь Рейнджли располагается на северо-западном крыле синклинория Мерримак (фиг. 1), который охватывает [11; 2, фиг. 1] большую часть зоны *B* Аппалачской каледонской складчатой области. Согласно модели литосферных плит Берда — Дьюи, все нижне- и среднепалеозойские осадки зоны *B*, образовавшиеся в океанических котловинах и желобах, подверглись сжатию в момент закрытия Прото-Атлантического океана. В это время происходило поглощение плит и противоположные континенты сталкивались, что и привело к развитию акадской складчатости в девоне. Вероятно, никто не станет доказывать некомпрессионное происхождение сжатых складок с субвертикальными осевыми плоскостями и полным кливажом, которые столь характерны для большей части зоны *B*. Сжатие, однако, может быть обусловлено как силами, приложенными к границам тела и передаваемыми извне при сокращении коры, так и объемными силами, возникающими в самом теле, главным образом под действием силы тяжести в деформируемой толще горных пород.

Дьюи [12, стр. 331—333] обратил внимание на эту проблему при изучении зоны *B* британских каледонид и выступил с обоснованием взгляда о решающей роли граничных сил при сокращении коры. Он указал, что «обширные срывы», требуемые моделью с объемными силами, в действительности, вероятно, не возникают. Однако наличие таких срывов очень трудно

[1] Я благодарю У. Кейди и У. Майерса за критическое обсуждение предварительного варианта этой статьи. Публикация статьи разрешена директором Геологической службы США.

[2] Геологическая служба США, Денвер, штат Колорадо.



Фиг. 1. Обзорная карта, на которой показано тектоническое и палеотектоническое положение площади Рейнджли.

PC — докембрийский кристаллический массив (со знаком вопроса, если возраст предполагаемый). Возраст геоантиклиналей: *OC* — ордовик и кембрий; *O*—ордовик; *DSO* — девон, силур и ордовик. *I* — унаследованные геоантиклинали (название и возраст показаны на карте); *II* — антиклинории; *III* — синклинории. Поздние складки: *1* — Мидлбери — Хайнсберг — Сент-Олбанс; *2* — Грин-Маунтин — Саттон; *3* — складки Коннектикут-Вэлли — Гаспе; *4* — складки Бронсон-Хилл — Баундери-Маунтин; *5* — Мерримак; *6* — Рокингем; *6* — возможное продолжение.

установить. В противоположность мнению Дьюи я предположил, что структура синклинория Мерримак в западной части штата Мэн сформировалась в основном в процессе постепенного разрушения и оползания крупных блоков в направлении прогиба, складкообразования и тектонического вытеснения воды из пород на активных склонах прогибающегося геосинклинального трога [22]. Сближались ли в действительности пограничные с ним антиклинории или расходились — вопрос спорный, но взаимное расположение крупных складок и почти перпендикулярных дометаморфических разрывов указывает на растяжение в толще осадочных пород в начале деформации и на последовавшее затем сжатие, которое произошло при нагромождении пород у барьера, возникшего в средней части трога в результате интенсивного осадконакопления.

Выявление главных дометаморфических разрывов играет важнейшую роль при проверке такой интерпретации. Хотя некоторые формации срезаны с обеих сторон разрывами, проследить эти разрывы в обнажениях очень трудно (табл. 1) [22, фиг. 7, 8, 9, 12, 13]. Не менее важным для этой интерпретации является также принятие дискуссионной гипотезы об образовании полного кливажа (кливажа осевой плоскости) путем тектонического вытеснения воды [20]. Мое истолкование древней структуры зоны *B* не обязательно противоречит модели тектоники плит. Я считаю, однако, что сжатые складки с полным кливажом, рассматриваемые обычно как свидетельство орогенического сжатия, могут образоваться и в глубоком прогибе, испытывающем погружение или растяжение.

Задача этой статьи заключается в том, чтобы показать, что разрывно-складчатая структура Рейнджли и Таконские клиппы [1] (горы Таконик)

[1] Здесь и далее собирательным термином «Таконские клиппы» названы все более или менее близко расположенные клиппы в западной части Новой Англии (фиг. 1), а также разрывы или оползневые поверхности под ними.

Таблица 1

Сравнение геологических характеристик и представлений о формировании Таконских клиппов и ранней разрывно-складчатой структуры Рейнджли

Характеристика или истолкование	Таконские клиппы [8, 9, 30, 31, 32]	Разрывно-складчатая структура Рейнджли [22]
Форма перемещенных тел	Тонкие пластины над плоскими пологими поверхностями срыва; в клиппах сохранились слои общей мощностью 1400 м; в каждом отдельном теле мощность слоев несколько меньше	Толстые линзы над искривленными поверхностями сбросов, становящимися на глубине плоскими; мощность слоев в разрывно-складчатой ячее над разрывом Хилл-2808 превышает 4500 м
Внутренняя и общая структуры	Лежачие изоклинальные складки пассивного течения внутри и ниже клиппов; большая величина отношения амплитуды к длине волны	Сжатые прямые пары синклиналей и антиклиналей пассивного течения над разрывами Хилл-2808 и Барнджем; амплитуда и наклон складок соответствуют смещению по разрыву, секущему нижележащие складки
	Складки опрокинуты на запад, в направлении перемещения материала	Складки прямые и опрокинутые на северо-запад, в сторону, противоположную перемещению материала
	Кливаж пересекает разрывы и параллелен осевым плоскостям ранних складок	Кливаж пересекает разрывы и субпараллелен осевым плоскостям ранних складок
Стратиграфические соотношения по обе стороны разрывов	Более древние породы чаще всего располагаются над молодыми; древние породы бывают в перевернутом залегании	Более молодые породы лежат выше древних и к юго-востоку от них, падают на северо-запад, по направлению к древним породам
Поверхности или зоны разрывов	Изменчивые: неразличимые, постепенные и резкие; мягкие породы дислоцированы; докливажные; местные проявления конгломератов типа дикого флиша вблизи подошвы самых нижних древних клиппов	Резкие, с твердыми стенками, полого секут слоистость; местами слоистость не нарушена; ширина зон разрывов от 1 см до 1 м; местами докливажное расщепление, перемешивание в мягких породах; по разрыву Барнджем — катаклаз в натровых гранитах
Относительные движения в складках	На запад, надвигание	На восток; поддвигание или движение в перпендикулярном направлении
Передние края блоков	Края пластин обнажены при скольжении	Краев нет; разрывы исчезают в межпластовых границах на глубине и по простиранию
Задние края	Характер не установлен; возможно, разбиты на части	Поверхности сбросов; падают на юго-восток под углом 50—70°
Расстояние, на которое перемещены блоки	Большое, около 40 км	Небольшое, до 3—7 км для каждой разрывно-складчатой ячеи
Скорость и время перемещения	Высокая; слои с граптолитами «зоны 12» перемещены за время, соответствующее нижней подзоне граптолитовой «зоны 13» [1]	Очень низкая; сползание в направлении прогиба и возникновение разрывов начались в силуре; главная фаза образования разрывов, складок и тектонического дренажа — в раннем девоне

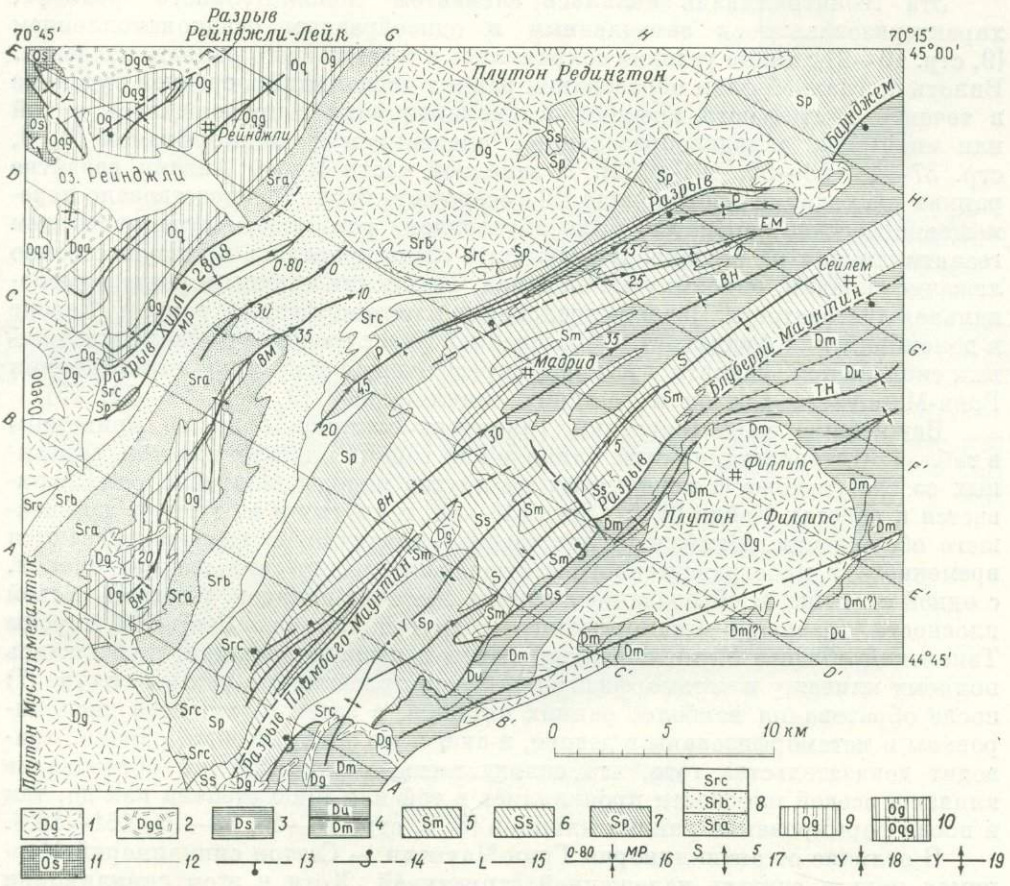
Продолжение табл. 1

Характеристика или истолкование	Таконские клиппы [8, 9, 30, 31, 32]	Разрывно-складчатая структура Рейнджли [22]
Характер тектонического развития	Перемещение и область накопления некоторых осадочных пород определялись тектоническим склоном	Перемещение и область накопления некоторых осадочных пород определялись тектоническим склоном
	Тонкие слои из перемещенных пластин медленно накапливались в геоантиклинали Вермонт — Квебек [8]	Мощные слои из обрушившихся линз накапливались сразу же около тектонического шва со стороны трога
Тектонические стадии	Перемещение материала на запад началось во время максимального воздымания на востоке	Медленное сползание на юго-восток началось при критической нагрузке осадков в условиях относительного тектонического покоя; главная фаза — во время максимального воздымания на северо-западе
Источники избыточного давления жидкой фазы	Внешние; возможно, жидкая фаза появлялась при уплотнении более древних осадков [8]	Внутренние; быстрое увеличение осадочной нагрузки и низкая гидравлическая проводимость
Роль избыточного давления жидкой фазы	Первичное размягчение, обусловившее движение вниз по склону и приведшее к разрушению; флотационный эффект при скольжении по влажным пелитовым осадкам	Первичное размягчение, обусловившее движение вниз по склону и приведшее к разрушению; формирование кливажа при уплотнении

в западной части Новой Англии (фиг. 1) могут быть различным выражением одного и того же вида движений горных пород под действием объемных сил, обусловленных главными особенностями палеотектонической обстановки. За исключением Сайлса [28], большинство современных авторов интерпретируют Таконские клиппы как последовательность гравитационных оползней отрыва [8, 31]. Эта интерпретация подтверждается материалами, приведенными в данной статье. Очевидное различие между структурой Рейнджли и Таконскими клиппами объясняется различной историей осадконакопления на этих площадях и разным характером палеотектонической обстановки.

Эта статья основана на материалах геологической съемки, выполненной автором в 1961—1964 гг. на листах Филлипс и Рейнджли [23] и в 1965 и 1970 гг. вместе с К. Хилдретом на листе Рамфорд (не опубликовано). На фиг. 1 и 2 показана только самая северная часть листа Рамфорд, заснятая в 1965 г., а также листы Филлипс и Рейнджли. В этих районах характерные черты стратиграфии и геометрия структур выражены наиболее просто. Сложность структур в пределах листа Рамфорд резко возрастает в юго-западном направлении из-за того, что структуры там зажаты между крупными интрузивными телами.

Тектоническое развитие и структура площади Рейнджли и района гор Таконик. Формирование главных антиклинориев и синклинориев, показанных на фиг. 1, закончилось в девоне, во время акадской складчатости. Однако все они были унаследованы от геоантиклинальных и геосинклинальных прогибов, которые влияли как на условия осадконакопления, так и на распределение наиболее ранних дислокаций. Например, антиклинорий Грин-Маунтин — Саттон можно считать элементом девонского повторного тектогенеза, наложенным несколько косо на унаследованную геоантиклиналь Вермонт —



Фиг. 2. Геологическая карта площади Рейнджли.

Показаны линии разрезов, приведенных на фиг. 3, 4. Девон (*1—3*): *1* — граниты; *2* — габбро; *3* — формация Сибумук (?), метасланцы (более 600 м) с подчиненными метапесчаниками. *4*—девон (?), южный разрез: *Du* — верхняя часть, метасланцы (1000 м) с подчиненными метапесчаниками; *Dm* — средняя часть, метасланцы (600 м), в кровле — известково-кремнистые породы (75—200 м). Силур (?) (*5—7*):*5* — формация Ист-Мадрид, метапесчаники, известково-кремнистые породы (300 м); *6* — формация Смолз-Фолс, черные сульфидные метасланцы (150—700 м), подчиненные кварциты и известково-кремнистые породы, на севере — кварцевые метаконгломераты; *7* — формация Перри-Маунтин, ритмично слоистые кварциты, калиевые метасланцы (600 м). *8* — силур, формация Рейнджли: *Src* — метасланцы (300 м), подчиненные метапесчаники, кварцевые метаконгломераты: *Srb* — метасланцы (1200 м), подчиненные метапесчаники, полимиктовые конгломераты; *Sra* — на севере — магматогенные валунные метаконгломераты (1200 м), в центре — метапесчаники (1200 м), на юге — метасланцы (750 м). Ордовик (*9—10*): *9* — формация Гринвейл-Коув, переслаивание метасланцев, метапесчаников, известково-кремнистых пород (90—150 м), *10* — формация Куимби: *Oq* — черные сульфидные метасланцы (600 м), местами конгломератовые метаграувакки; *Oqg* — метаграувакки (местами в виде конгломератов), метаморфизованные полевошпатные вулканические породы (300 м). *11* — ордовик, среднеордовикские черные сланцы и зеленокаменные породы (1800 м); *12* — геологические границы. Дометаморфические нормальные сбросы (*13 — 14*): *13* — прямые; *14* — в перевернутом залегании (прерывистой линией отмечены участки, где сбросы прослежены по косвенным данным, или те участки, где дометаморфический возраст сбросов предполагаемый; зубчики и кружки — на опущенном крыле). *15* — постметаморфические поздние разрывы. Древние складки (показано направление погружения осей) (*16 —17*): *16* — синклинали; *17* — антиклинали: *MP* — Маунтин-Понд; *BM* — Бримстон-Маунтин; *P* — Перем; *EM* — Ист-Мадрид; *BH* — Бер-Хилл; *S* — Сейлем; *TH* — Тори-Хилл. Молодые складки (*18—19*): *18* — синклинали; *19* — антиклинали.

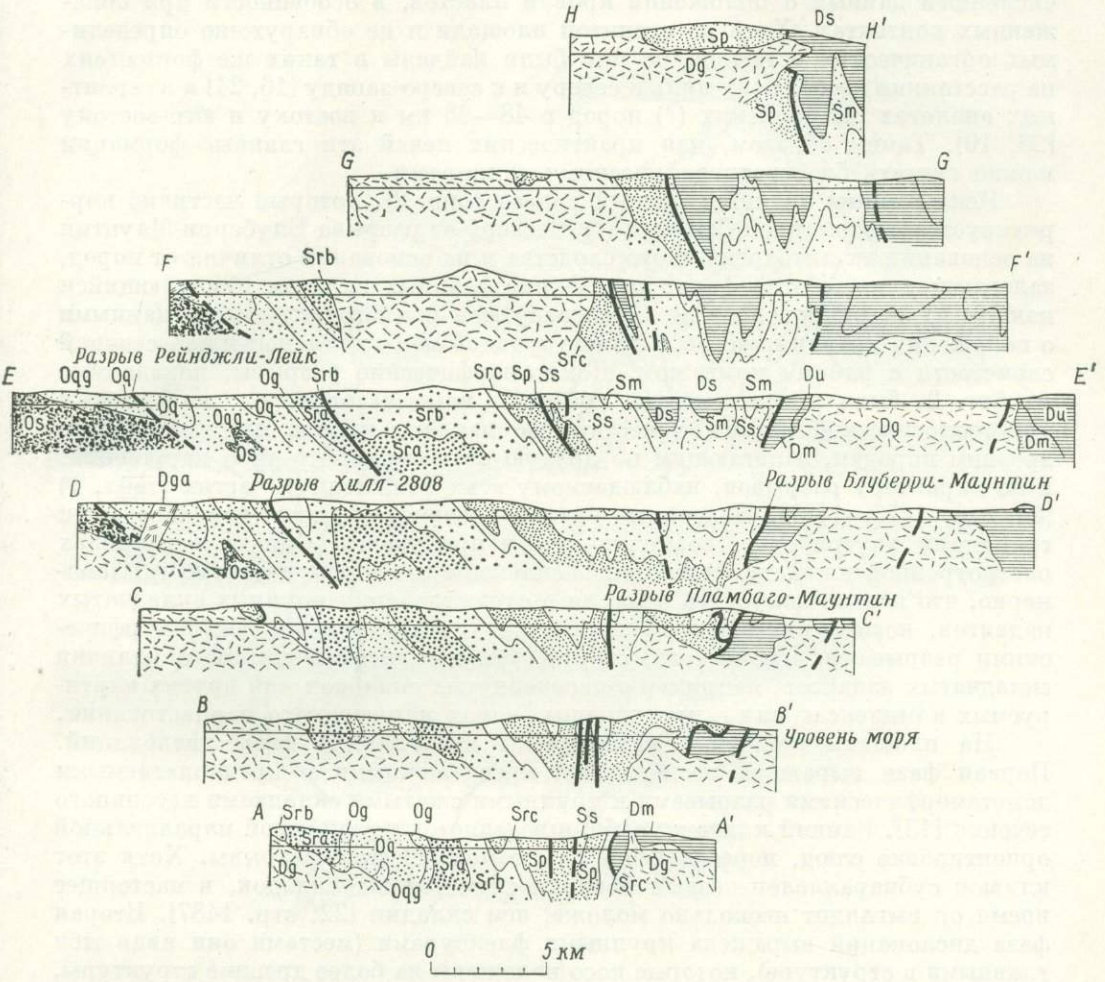
Квебек и на сложную систему ранних складок, оползней и листоватых структур, сформировавшуюся в основном в среднеордовикское время [8, 9] [1].

Эта геоантиклиналь являлась элементом положительного рельефа, характеризовавшегося замедленным и однообразным осадконакоплением [9, стр. 19—21]; такие условия сохранялись в течение всего раннего палеозоя. Вплоть до главной фазы образования ранних дислокаций в среднем ордовике в течение длительного времени осадконакопление сопровождалось в той или иной мере складкообразованием, оползанием и метаморфизмом [8, 9, стр. 37—48, 53—55, 161—162]. В западной части Новой Англии развитие ранних дислокаций происходило [9] в осадочном чехле. Господствовало перемещение масс на запад, что было обусловлено устойчивым существованием геоантиклинали на востоке. В результате сформировались преимущественно лежачие складки, опрокинутые на запад, Таконские клиппы и ранняя региональная листоватость. Поздние дислокации и метаморфизм затронули в девоне и докембрийский фундамент. Образовались флексурообразные складки, кливаж скольжения, надвиги и купола, определяющие структуру антиклинория Грин-Маунтин — Саттон и соседних синклинориев [9, стр. 59—72; 25].

Важнейшие характеристики Таконских клиппов (фиг. 1) приведены в табл. 1. Интерпретация этих клиппов как тонких плоских пластин, сорванных со своего ложа и надвинутых на другие породы, подробно рассматривается в работах Кейди [8, 9], Зена [30—32] и других и не требует дальнейшего обсуждения. Наиболее существенные различия во взглядах касаются временно́го и пространственного соотношения между скольжением блоков, с одной стороны, и образованием ранних лежачих складок, кливажа осевой плоскости, развитием метаморфизма — с другой. Согласно Зену [32], породы Таконской области были, вероятно, смяты в лежачие складки, подверглись полному кливажу и метаморфизму в позднем ордовике и в раннем силуре (?) после образования наиболее ранних клиппов, а затем были снова дислоцированы и метаморфизованы в девоне, в акадскую эпоху. Кейди, однако, приводит доказательства того, что складчатость, метаморфизм и образование кливажа осевой плоскости проявлялись в той или иной степени как до, так и после формирования ранних клиппов [8; 9, стр. 37—46, 53—55, 161—162].

В отличие от антиклинория Грин-Маунтин — Саттон синклинорий Мерримак нельзя считать наложенной структурой. Хотя в этом синклинории и в соседнем антиклинории Бронсон-Хилл — Баундери-Маунтин (в Нью-Гэмпшире) наложенные дислокации характеризовались значительной интенсивностью [9, стр. 73, 74; 29], той части синклинория, которая относится к штату Мэн, свойственны ранние продольные складки, разрывы и крутопадающие плоскости кливажа [26, 17]. Ранняя стадия дислокаций затронула ордовикские, силурийские и девонские слои. Эта стадия достигла кульминации в раннем девоне, и сразу же после этого произошло внедрение девонских магматических тел. С этими интрузивами отчасти были связаны поздние дислокации и метаморфизм, которые развивались совершенно независимо от главных тенденций эволюции синклинория и смежных антиклинориев [22, стр. 1470—1475]. На то, что очертания синклинория Мерримак совпадают с границами унаследованного прогиба, указывают, например, палеогеографические карты для силурийской и девонской систем, составленные Буко

[1] Зен [31, стр. 46—67] и другие исследователи предполагали, что геоантиклинали Вермонт — Квебек не существовало, а на этом месте находилась зона некомпенсированного прогибания в глубокой океанической котловине к востоку от карбонатной отмели. Скольжение, приведшее к формированию Таконских клиппов, было вызвано, согласно Зену [31, фиг. 4], резким поднятием и батиметрической инверсией вдоль этой зоны недостаточного осадконакопления в среднеордовикское время. Стратиграфические доказательства того, что геоантиклиналь все-таки существовала, представлены Кейди [8, стр. 570; 9, стр. 19—21]. Эта точка зрения подтверждается] наблюдениями автора и принята в данной статье.



Фиг. 3. Структурные разрезы через структуру Рейнджли.
Условные обозначения см. на фиг. 2. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы.

[5, 6], а также данные Павлидеса и др. [27], в работе которых дан обзор стратиграфических материалов по таконской складчатости.

Таким образом, синклинорий совпадает с областью «развития наиболее мощной толщи силурийских осадочных пород в северной части Аппалачей» [5, стр. 87] и с более узким поясом отсутствия таконского несогласия, где ордовикские слои постепенно переходят в мощную толщу силурийских обломочных пород [27]. Линия тектонического замка, показанная на фиг. 1,— это приблизительная юго-восточная граница области таконского несогласия в пределах площади Рейнджли [4]. Это несогласие снова появляется далеко к юго-востоку, в области береговой геоантиклинали [27, фиг. 5.1].

Главные элементы структуры площади Рейнджли (фиг. 2, 3; табл. 1) установлены при геологической съемке по характеру распределения главных стратиграфических единиц [23]. Таким образом, основой тектонической интерпретации является стратиграфия описываемой площади (см. условные обозначения к фиг. 2). Несмотря на метаморфизм, проявившийся здесь и в зеленосланцевой, и в амфиболитовой фации, структурные особенности осадочных пород сохранились хорошо, и порядок напластования установлен по много-

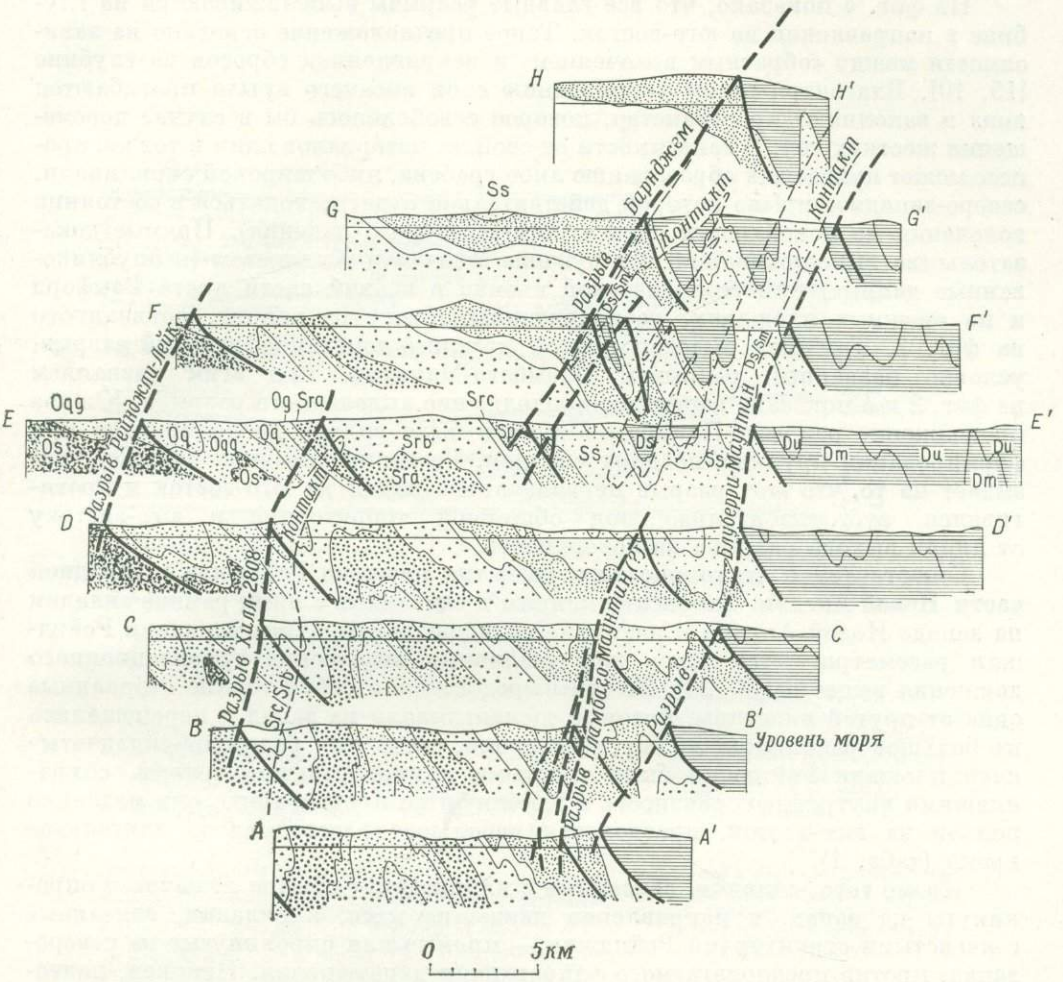
численным данным о положении кровли пластов, в особенности при обнаженных контактах. Хотя на заснятой площади и не обнаружено определимых органических остатков, но они были найдены в таких же формациях на расстоянии нескольких миль к северу и к северо-западу [16, 24] и в вероятных аналогах силурийских (?) пород в 48—96 км к востоку и юго-востоку [26, 19]. Таким образом, для практических целей эти главные формации можно считать биостратиграфическими единицами.

Исключением является южный разрез (фиг. 2), который частично коррелируется с формацией Сибумук (?) к северу от разрыва Блуберри-Маунтин на основании их литологического сходства и на основании отличия от пород, залегающих ниже этой формации. Форма главных складок и меняющийся наклон их шарниров (фиг. 2, 3) согласуются с многочисленными данными о положении кровли пластов, с ориентировкой малых складок и пересечений слоистости с ранним кливажом. Дометаморфические разрывы, показанные на фиг. 2, были прослежены по срезанию комплексов пород, выделяемых при геологической съемке, а местами по наклону кровли пластов к более древним породам, залегающим по другую сторону какого-либо нарушения, и по характеру разрывов, наблюдаемому в их обнаженных частях (табл. 1) [22, стр. 1475—1487]. Некоторые разрывы, совпадающие с межпластовыми границами внутри свит, возможно, были пропущены. Однако в пределах рассмотренной площади формации расчленены настолько детально и планомерно, что нельзя допустить и мысли о существовании крупных складчатых надвигов, которые коррелировались бы с установленными дометаморфическими разрывами. Кроме того, отсутствуют независимые данные о наличии складчатых надвигов, например о перевернутых складках или других картируемых комплексах или о протяженных зонах нарушенного напластования.

На площади Рейнджли установлены две главные фазы дислокаций. Первая фаза выражена несколькими прослеженными и предполагаемыми дометаморфическими разрывами и крупными сжатыми складками пассивного течения [13]. Ранний кливаж грубо определяется по сквозной параллельной ориентировке слюд, пересекающей дометаморфические разрывы. Хотя этот кливаж субпараллелен осевым поверхностям ранних складок, в настоящее время он выглядит несколько моложе, чем складки [22, стр. 1487]. Вторая фаза дислокаций выражена крупными флексурами (местами они являются главными в структуре), которые косо наложены на более древние структуры, а также кливажом скольжения и обусловленной им сланцеватостью. Эти черты особенно заметны вблизи крупных интрузивных тел и постметаморфических разрывов.

Отмечены также два эпизода метаморфизма более высокой ступени, чем в фации зеленых сланцев. Хотя форме крупных интрузивов соответствуют изограды только позднего эпизода, порфиробласты обоих эпизодов накладываются на более ранний кливаж или сланцеватость [22, стр. 1473—1475, фиг. 4, 8, 9; 14]. Эти соотношения позволяют восстановить структурную обстановку, существовавшую до внедрения крупных интрузивов (фиг. 3, 4).

Общая «доплутоновая» структура площади Рейнджли делится на несколько крупных разрывно-складчатых блоков, или ячей (фиг. 4). Там, где положение главных разрывов не нарушено более поздними дислокациями, они падают на юго-восток под углом 50—70°. Насколько можно судить, эти разрывы, по-видимому, выполаживаются с глубиной. Поскольку повсюду по ним более молодые породы перемещены по отношению к древним породам северо-западных крыльев вниз на юго-восток, эти разрывы считаются сбросами. Геометрические соотношения между разрывами и складками лучше всего видны на примере разрыва Хилл-2808, синклинали Маунтин-Понд и антиклинали Бримстон-Маунтин (фиг. 2—4). Заметим, что ось синклинали погружается на юго-запад, в этом же направлении увеличивается видимое смещение по разрыву, а ось антиклинали погружается в противоположном направле-



Фиг. 4. Схематические реконструированные разрезы через площадь Рейнджли до формирования плутонов.

Условные обозначения см. на фиг. 2. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы.

нии, т. е. на северо-восток. Таким образом, контрастность структурного рельефа в этой паре синклиналь — антиклиналь возрастает с увеличением видимого смещения по сбросу. Кроме того, угол между осями обеих складок оказывается наибольшим вблизи тех участков, где величина смещения по сбросу возрастает особенно быстро. И наоборот, складки исчезают, по-видимому, в противоположном направлении, где разрыв, вероятно, затухает. Из-за внедрения интрузива Редингтон данных о затухающей части разрыва недостаточно. Однако в разрезе *EE'* (фиг. 3, 4), около предполагаемого окончания сброса, контрастность структурного рельефа минимальна.

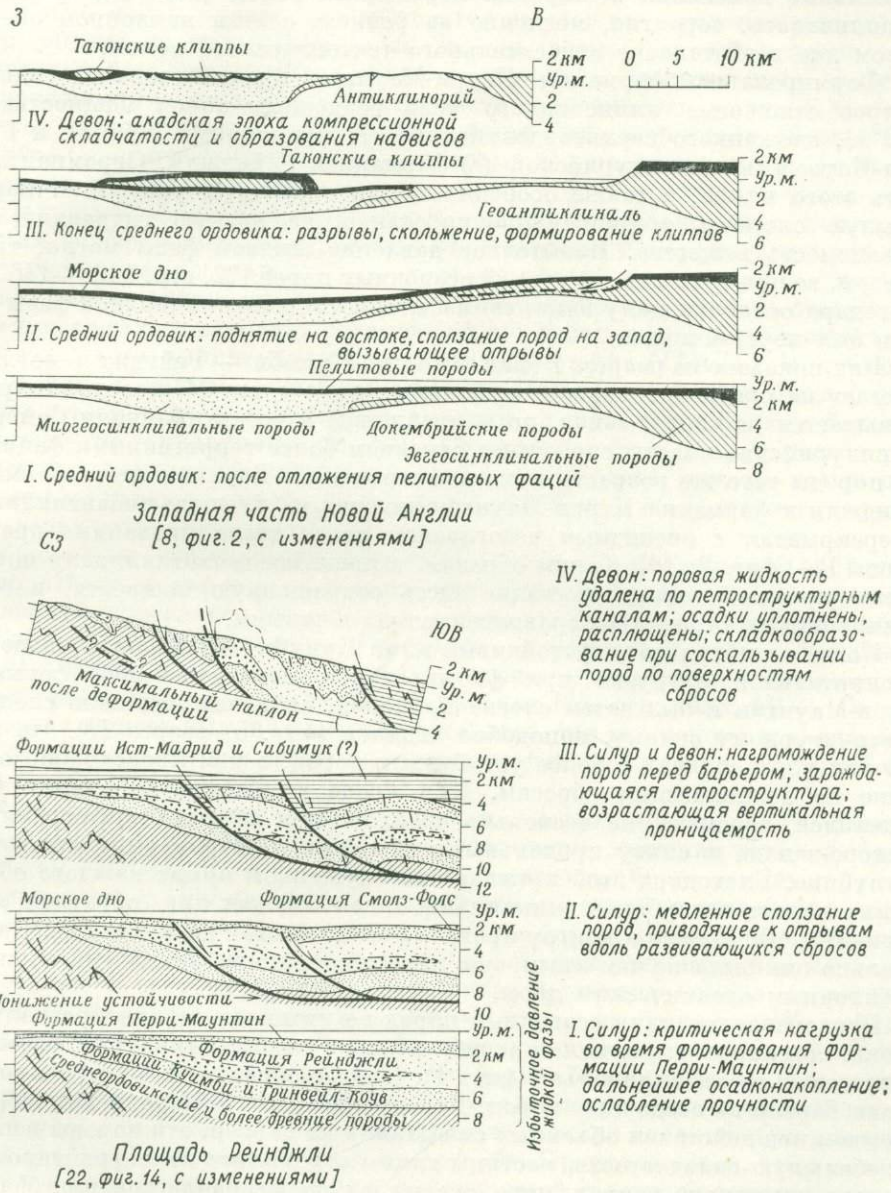
Разрыв Барнджем, синклиналь Перем и антиклиналь Ист-Мадрид служат примером такого же соотношения, но в противоположном направлении. Обе складки погружаются на северо-восток, но синклиналь погружается более круто. Антиклиналь становится шире, а контрастность структурного рельефа возрастает на северо-восток, в направлении увеличения видимого смещения по сбросу Барнджем. Таким образом, эти складки геометрически связаны с видимыми движениями по сбросам.

На фиг. 4 показано, что все главные разрывы выполаживаются на глубине в направлении на юго-восток. Такое предположение основано на зависимости между «обратным волочением» и искривлением сбросов на глубине [15, 10]. Благодаря этому искривлению слои висячего крыла прогибаются вниз и заполняют пространство, которое освободилось бы в случае перемещения жестких тел. В зависимости от свойств материалов один и тот же процесс может привести к образованию либо грабена, либо широкой синклинали, северо-западное крыло которой действительно будет находиться в состоянии волочения по поверхности сброса (юго-восточного падения). Прямые доказательства выполаживания обнаружены Мёнчем и Хилдретом (неопубликованные данные) при геологической съемке в южной части листа Рамфорд и на смежных площадях, расположенных к югу от района, показанного на фиг. 2. Там был выделен другой крупный дометаморфический разрыв, условно названный разрывом Пламбаго-Маунтин. Под этим названием на фиг. 2 и 4 показано вероятное продолжение выделенного разрыва. Южное продолжение разрыва Пламбаго-Маунтин было сильно дислоцировано при формировании крупных поздних складок. Геометрия поздних складок указывает на то, что этот разрыв первоначально падал на юго-восток и протягивался субгоризонтально под обширной территорией к юго-востоку от линии выхода разрыва на поверхность.

Сопоставление тектонического развития площади Рейнджли и западной части Новой Англии. Таконские клиппы и связанные с ними ранние складки на западе Новой Англии и разрывно-складчатые структуры площади Рейнджли рассматриваются здесь как различные выражения гравитационного движения вещества [8, 22]. Клиппы представляли собой тонкие оторванные одна от другой пластины, которые соскальзывали на запад и перемещались на большое расстояние за короткое время, тогда как разрывно-складчатые ячеи площади Рейнджли были толстыми клинообразными телами, сохранявшими внутреннюю связность в глубину и по простиранию; они медленно ползли на юго-восток, преодолевая небольшое расстояние за длительное время (табл. 1).

Кроме того, складки, связанные с клиппами,— обычно лежачие и опрокинуты на запад, в направлении движения масс, а складки, связанные с ячеистыми структурами Рейнджли,— прямые или опрокинутые на северо-запад, против предполагаемого направления перемещения. Наконец, палеотектонические склоны, от положения которых зависело направление перемещения, падали на запад в западной Новой Англии и на юго-восток на площади Рейнджли. Следует, однако, помнить, что, насколько это известно, ранние деформации закончились на западе Новой Англии задолго до того, как они начались на площади Рейнджли, где дислоцирована в целом более молодая толща пород. Поднятие, которое послужило, по-видимому, причиной соскальзывания клиппов на запад в среднеордовикское время, служило, очевидно, также источником обломочных пород, которые выносились на восток и юго-восток. Дислокации в этих породах происходили одновременно с продолжающимся ростом геоантиклинального поднятия, прогибанием трога и осадконакоплением. Основные этапы тектонического развития площади Рейнджли и западной части Новой Англии суммированы на фиг. 5.

Площадь Рейнджли. На разрезе *I* фиг. 5 показана обстановка перед началом наиболее ранней фазы тектонического развития площади Рейнджли, во время отложения средней части формации Перри-Маунтин. Этот момент выбран потому, что к нему относятся самые ранние следы дислокаций, которые можно связать с особенностями современной структуры. Здесь отмечается резкое изменение фаций и мощности следующей, более поздней формации Смолз-Фолс [22, стр. 1469, 1470, 1490]. Формация Смолз-Фолс накапливалась в сжатом прогибе, северо-западный край которого частично определялся положением более ранних структур: разрыва Барнджем и антиклинали



Фиг. 5. Реконструированные разрезы через площадь Рейнджли и западную часть Новой Англии, показывающие ранние стадии тектонического развития.

Линии разрезов нанесены на фиг. 1. Ур. м. — уровень моря.

Бримстон-Маунтин. Напротив, формация Перри-Маунтин представляет собой часть обширного чехла, сложенного ритмично чередующимися слоями метаморфических сланцев и кварцитов; в ней отмечены лишь постепенные фациальные изменения в широких переходных зонах [26]. Эта формация накапливалась, вероятно, медленно на ровном, слегка наклонном океаническом дне в обстановке относительного тектонического покоя.

Формированию формации Перри-Маунтин предшествовало, однако, быстрое отложение клиновидного тела осадочных пород мощностью до 5200 м[1], сложенного верхнеордовикскими (?) формациями Куимби и Гринвейл-Коув и нижнесилурийской (?) формацией Рейнджли. Огромная мощность этого клина, а также особенности его структуры указывают как на большую скорость осадконакопления, так и на низкую гидравлическую проводимость вещества. Избыточное давление жидкой фазы могло, таким образом, возникнуть под нагрузкой осадочных пород [22, стр. 1468—1469; 7]. Благодаря ослабляющему влиянию избыточного давления жидкой фазы этот клин был неустойчивым.

Как показано на разрезе *I* (фиг. 5), клин Куимби — Рейнджли согласно налегает на среднеордовикские и более древние слои. Мощность его резко уменьшается на северо-запад, по направлению к геоантиклинали Сомерсет, где силурийские пласты сложены в основном более терригенными фациями, чем породы того же возраста в синклинории [24]. Верхняя часть формации Рейнджли и формация Перри-Маунтин заходят на площадь геоантиклинали и перекрывают с очевидным несогласием ранее дислоцированные древние породы [24, фиг. 2; 16]. Таким образом, в пределах геоантиклинали породы рассматриваемой толщи, имеющие здесь сокращенную мощность, и более древние породы оставались сравнительно устойчивыми.

Когда ослабленный неустойчивый клин Куимби — Рейнджли подвергся дополнительной нагрузке при формировании перекрывающей формации Перри-Маунтин и был затем слегка наклонен, он начал медленно сползать по структурному склону, наподобие ледника (фиг. 5, разрез *II*). По мере того как клин сползал с более устойчивых пород, в нем происходило обрушение по возникающим сбросам. При продолжающемся оползании клин разделился, вероятно, на несколько ячей; каждая из них была ограничена с северо-запада и снизу продольными сбросами, которые выполаживались на глубине. Благодаря этой кривизне на опущенном крыле каждого сброса формировалась неглубокая синклиналь, такая же, как при «обратном волочении» [15, 10]. Ближе к центру прогиба росла пологая антиклиналь. Первоначально она была не чем иным, как перегибом склона между синклиналью и наклонным океаническим дном.

Первоначально клин осадочных пород не утонялся на континентальном склоне, а скорее выполнял прогиб между геоантиклиналью Сомерсет и береговой геоантиклиналью (фиг. 1). Таким образом, в центре прогиба возник барьер из осадочных пород. Вследствие того что породы над каждым разрывом под действием объемных сил давили на барьер, эти породы испытали небольшую складчатость; частицы глины стремились переориентироваться перпендикулярно направлению сжатия и поперек напластования (фиг. 5, разрез *III*). При этом возникала новая петроструктура, вертикальная проницаемость несколько увеличивалась и поровая жидкость получала возможность перемещаться в вертикальном направлении.

По мере того как продолжалось поднятие на северо-западе и опускание в прогибе, соскальзывание блоков по сформировавшимся разрывам ускорялось, возрастало под действием объемных сил сжатие у барьера, становилась более правильной петроструктура. Поровая жидкость вследствие этого

[1] Измеренные мощности пересчитаны с учетом предполагаемого содержания воды, равного 40%.

выжималась по вертикальным каналам; этот процесс ускорялся с увеличением степени преимущественной ориентировки частиц. Горизонтальное сокращение, необходимое для формирования наблюдаемых складок, должно было сопровождаться некоторым утолщением пластов. Значительная часть этого сокращения могла, однако, осуществиться за счет непосредственного уменьшения объема по меньшей мере на 25% в результате вытеснения воды в вертикальном направлении. Если в материале существовали заметные неоднородности в отношении сжимаемости и, возможно, упругих свойств, то такое горизонтальное сокращение должно было привести к образованию складок. Стратиграфическая колонка позволяет предположить существование таких неоднородностей.

Например, формации, сложенные глинистыми сланцами с достаточно высоким содержанием воды, сжимаются сильнее и передают напряжение хуже, чем тела песчаников или конгломератов. Соответственно пологие складки, возникшие в раннюю стадию при растяжении (фиг. 5, стадия *II*), затем при сжатии и нагромождении пород под действием объемных сил становились сжатыми, амплитуда их увеличивалась (стадии *III* и *IV*). При небольшой разнице в сжимаемости и в компетентности пород должны были формироваться геометрически подобные складки, а при относительно большой разнице — дисгармоничные складки. Возможно, общее веерообразное расхождение поверхностей кливажа в крупных складках, так же как и преломление кливажа от одного слоя и другому [21, стр. 1458], служит выражением различной сжимаемости.

Кроме того, опрокидывание крупных складок в направлении, обратном предполагаемому направлению движения (фиг. 4, 5), отражает, возможно, большее горизонтальное сжатие и укорочение пластов на глубине, чем вблизи поверхности. На площади Рейнджли вытеснению поровой жидкости способствовали, вероятно, термические процессы диагенеза и метаморфизм (низших ступеней) на более глубоких уровнях [22, стр. 1488, 1493]. Геотермический градиент был, по-видимому, высоким, так как вскоре за стадией *IV* (фиг. 5) последовало внедрение девонских плутонов и проявилась амфиболитовая фация метаморфизма.

Конечными стадиями этого процесса можно считать, в частности, направленное обрушение системы при избыточном давлении жидкой фазы. При таком разрушении и расплющивании амплитуда более ранних структур увеличивалась, а проникающий полный кливаж (кливаж осевой плоскости) становился более выраженным во всей массе пород. Движущей силой процесса был напор внутри каждой ячеи, вызванный региональным наклоном всего блока в сторону прогиба. Поскольку величина напора ограничена высотой антиклинали, растущей в каждой ячее, на разрезе *IV* показан наклон на юго-восток под углом 12°, возникший после дислокаций. Такой наклон чрезмерно велик, но его величина может быть и меньше, если учесть одновременную эрозию антиклиналей и осадконакопление в синклиналях.

На площади Рейнджли было прослежено четыре главных дометаморфических разрыва, падающих в сторону прогиба. Предполагается, что к северо-западу и к юго-востоку от этой площади разрывов гораздо больше и что группы дометаморфических разрывов протягиваются на всю длину синклинория Мерримак. Кроме того, разрывы, составляющие как бы зеркальное отражение дометаморфических разрывов площади Рейнджли, имеются, по-видимому, и на юго-восточном крыле синклинория Мерримак, хотя действительное существование этих разрывов там пока еще не доказано [22, стр. 1492]. Общий рисунок ранней структуры соответствует, таким образом, конечной стадии нагромождения (под действием гравитационных объемных сил) многих разрывно-складчатых ячей и отражает их взаимодействие на обоих крыльях синклинория. Этот процесс должен был сопровождаться срывами у самого края и у самой подошвы рассматриваемой структуры; мы попыта-

лись показать их на разрезе *IV* (фиг. 5). Иное толкование процесса — региональное сжатие под действием сил, приложенных извне, возможно, объясняет некоторое дополнительное сближение крыльев складки и образование кливажа, но не может объяснить общую картину разрывно-складчатой структуры.

Таконская площадь. Как показано на разрезе *I* (фиг. 5), тонкая пачка кембрийских и ордовикских пород мощностью, вероятно, около 1400 м сформировалась в результате медленного осадконакопления на гребне геоантиклинали Вермонт — Квебек [8]. На востоке, в эвгеосинклинали, за это же время отложилась толща обломочных пород мощностью более 7000 м и некоторое количество вулканических пород, а на западе, в миогеосинклинали, отложились слои преимущественно карбонатных пород мощностью около 2000 м. В среднеордовикское время тонкий чехол почти водонепроницаемых пелитовых пород перекрыл весь регион.

В результате того что в пределах геоантиклинали осадконакопление было медленным, оно не приводило, вероятно, к накоплению избыточного давления жидкой фазы. Очевидно, эта тонкая пачка осадочных пород уплотнялась с нормальной скоростью и оставалась достаточно устойчивой вплоть до главной фазы воздымания. В то же время на востоке в мощной толще эвгеосинклинальных пород большие объемы поровой жидкости постепенно вытеснялись в процессе уплотнения и начальной стадии метаморфизма. Жидкость перемещалась на запад параллельно напластованию (и, возможно, параллельно нарождающейся петроструктуре) в направлении геоантиклинали и скапливалась под водонепроницаемым пелитовым чехлом. В результате поднятия геоантиклинали и эвгеосинклинали в среднем ордовике возник чрезмерно крутой западный склон (фиг. 5, разрез *II*). Напор, обусловленный появлением наклона, приводил к накоплению избыточного давления жидкой фазы у основания пелитовой пачки на геоантиклинали.

Возможно, первоначальная роль избыточного давления жидкости заключалась не столько в том, чтобы поддерживать осадочный чехол на плаву, а в том, чтобы понизить его прочность, почти так же, как это постулировалось для площади Рейнджли [22, стр. 1490, 1493]. Если это так, то дальнейшее развитие событий, ведущее к складкообразованию и скольжению по поверхностям срывов, можно представить следующим образом:

1. Избыточное давление жидкой фазы под тонкой осадочной оболочкой накапливалось неравномерно. Нет необходимости допускать, что давление жидкости было таким большим, что чехол начал всплывать.

2. Неравномерное уменьшение прочности приводило к неравномерному сползанию пород вниз по склону. Преобладание западного движения обусловило формирование асимметричных продольных складок, опрокинутых на запад, но неравномерность движений привела и к появлению поперечных складок [9, стр. 42—46].

3. После удаления чехла с выступа более устойчивых пород этот выступ разрушался (фиг. 5, разрез *II*). Поверхность, по которой происходило обрушение, — сброс западного падения — резко выполаживалась и распространялась на небольшой глубине в западном направлении вдоль зоны наибольшей касательной деформации между подвижным чехлом и устойчивыми нижележащими породами.

4. Разрыв распространился далее на запад, где компетентные карбонатные фации заставили его отклониться к более высоким стратиграфическим уровням; затем разрыв пересек дно океана.

Когда поверхность срыва полностью сформировалась, чехол независимо соскользнул на подушке влажных пелитовых осадков на запад [31, стр. 69] и остановился в прогибе (фиг. 5, разрез *III*). Материал разрушения переднего края этого чехла, принимавшего на себя сопротивление движению, откладывался в виде конгломератов, подобных дикому флишу [31, стр. 35—40].

Тыловая часть чехла при скольжении могла раскалываться на отдельные блоки.

Ввиду того что в прогибе не было барьеров из нагромождения осадочных пород, скольжение не обязательно приводило к складкообразованию. Однако процесс движения горных масс, вызывающий складчатость и скольжение пород, повторился по меньшей мере дважды [8, стр. 571; 31, стр. 16, 25], и вскоре после этого произошло дополнительное западное перемещение пород, в результате чего возникли складки и полный кливаж, которые наложились на Таконские клиппы и окружающие слои. Складчатость и скольжение начались и в основном завершились в конце среднего ордовика [31, стр. 40, 68—69; 1]. По крайней мере самые первые клиппы в момент формирования были влажными и пластичными и поэтому оказались восприимчивыми к формированию полного кливажа в процессе тектонического уплотнения, которое началось несколько позже.

Выводы. Главные различия в стиле разрывно-складчатой структуры площади Рейнджли и клиппов, сформировавшихся ранее на западе Новой Англии, заключаются в присутствии или отсутствии складчатого барьера в заполняемых ими прогибах и в величине отношения мощности тел осадочных пород к их ширине. На эти факторы в свою очередь влияли особенности геосинклинального развития территорий. В пределах площади Рейнджли толстый клин осадочных пород сформировался на юго-восточной прогнутой части структуры (фиг. 1). Клин медленно сползал в сторону впадины и разделялся, возможно, на несколько разрывно-складчатых оползневых тел, или ячей. Каждая ячея сминалась в складки и уплотнялась в результате собственного давления на барьер из осадочного материала, образовавшийся в прогибе. Возможно, благодаря большей степени тектонического уплотнения и укорочения пластов на глубине, чем близ поверхности, и благодаря скольжению больших горных масс по поверхности разрыва складки, формировавшиеся внутри каждой ячеи, оказывались опрокинутыми в сторону, обратную по отношению к предполагаемому направлению движения.

В то же время на западе Новой Англии тонкий осадочный чехол сформировался на гребне унаследованной геоантиклинали. При региональном поднятии на востоке этот чехол был наклонен и сдвинулся вниз на запад. Это движение затронуло в основном только материал обширного, но тонкого чехла и не сопровождалось скольжением по поверхности срыва, а вызывало образование продольных лежачих складок, опрокинутых на запад, в направлении движения. Оно привело, однако, к нарушению сплошности и к срывам по пологим неглубоким сбросам, которые пересекли дно океана у переднего края подвижного чехла. Из-за отсутствия барьера в процессе скольжения не возникало никакого внутреннего сжатия (связанного с нагромождением пород). Поскольку хотя бы первые клиппы были в момент становления влажными и пластичными, в них при последовавшем вскоре уплотнении смог развиться полный кливаж, формирование которого было связано, возможно, с продолжающимся возрастанием нагрузки при осадконакоплении и с западным движением материала. Предполагаемые источники избыточного давления жидкой фазы были в этих двух регионах различными, но начальная роль давления жидкости и здесь и там заключалась не в том, чтобы заставить материал осадочного чехла всплывать, а скорее в уменьшении его прочности, в результате чего мог начаться процесс медленного сползания пород вниз по склону.

Роль внешних сил при акадском сжатии в пределах площади Рейнджли не ясна. Возможно, что сжатие послужило причиной некоторого сближения крыльев ранних складок, но главные особенности ранней разрывно-складчатой структуры связаны явно не с ним, так как следы акадского сжатия не складываются в правильную систему. Если акадское сжатие действительно имело место, то похоже, что оно передавалось в основном через весь блок

синклинория Мерримак как единое целое и концентрировалось в западной части Новой Англии. Там в результате этого процесса сформировался наложенный антиклинорий Грин-Маунтин — Саттон и смежные синклинории [9, 25]. Акадское сжатие могло также проявиться в менее прочном, более горячем и в настоящее время сильнее метаморфизованном автохтонном массиве Нью-Гэмпшира и юга Новой Англии, где следы региональной тектонической активизации гораздо более заметны, чем на западе штата Мэн [9, стр. 73, 74; 29]. Кроме того, общее сближение тектонического и палеотектонического облика структур по направлению на юго-запад (фиг. 1) также можно объяснить большей интенсивностью наложенных деформаций сжатия в этом направлении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Berry W. B. N.*, Review of late Middle Ordovician graptolites in eastern New York and Pennsylvania, Am. Journ. Sci., **269**, pp. 304—313, 1970.
2. *Bird J. M.*, *Dewey J. F.*, Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 1031—1060, 1970.
3. *Boone G. M.*, ed., The Rangeley Lakes-Dead River basin region, western Maine, New England Intercoll. Geol. Conf. Guidebook, 246 p., 1970.
4. *Boone G. M.*, *Boudette E. L.*, *Moench R. H.*, Bedrock geology of the Rangeley Lakes-Dead River basin region, western Maine, in: *Boone G. M.*, ed., The Rangeley Lakes-Dead River basin region, western Maine, New England Intercoll. Geol. Conf. Guidebook, p. 1—24, 1970.
5. *Boucot A. J.*, Silurian and Devonian of the Northern Appalachians, in: *Zen E-an and others*, eds., Studies of Appalachian geology — Northern and Maritime, New York, Interscience, pp. 83—94, 1968.
6. *Boucot A. J.*, Silurian-Devonian of Northern Appalachians-Newfoundland, pp. 477—483 in: *Kay M.*, ed., North Atlantic geology and continental drift — A symposium, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 477—483, 1969.
7. *Bredehoeft J. D.*, *Hanshaw B. B.*, On the maintenance of anomalous fluid pressures, I, Thick sedimentary sequences, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, pp. 1097—1106, 1968.
8. *Cady W. M.*, Tectonic setting and mechanism of the Taconic slide, Am. Journ. Sci., **266**, pp. 563—578, 1968.
9. *Cady W. M.*, Regional tectonic synthesis of northwestern New England and adjacent Quebec, Geol. Soc. Am. Mem. 120, 181 p. 1969.
10. *Cloos E.*, Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **52**, pp. 420—444, 1968.
11. *Dewey J. F.*, Evolution of the Appalachian-Caledonian orogen, Nature, **222**, pp. 124—129, 1969a.
12. *Dewey J. F.*, Structure and sequence in paratectonic British Caledonides, in: *Kay M.*, ed., North Atlantic geology and continental drift — A symposium, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 309—335, 1969b.
13. *Donath F. A.*, *Parker R. B.*, Folds and folding, Geol. Soc. Am. Bull., **75**, pp. 45—62, 1964.
14. *Guidotti C. V.*, Metamorphic petrology, mineralogy and polymetamorphism in a portion of N. W. Maine, in: *Boone G. M.*, ed., The Rangeley Lakes-Dead River basin area, western Maine, New England Intercoll. Geol. Conf. Guidebook, pp. B-2, 1—29, 1970.
15. *Hamblin W. K.*, Origin of «reverse drag» on the downthrown side of normal faults, Geol; Soc. Am. Bull., **76**, pp. 1145—1164, 1965.
16. *Harwood D. S.*, *Berry W. B. N.*, Fossiliferous lower Paleozoic rocks in the Cupsuptic quadrangle, west-central Maine, in: Geological Survey research 1967, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 575-D, pp. D16—D23, 1967.
17. *Hussey A. M.*, II, Stratigraphy and structure of southwestern Maine, in: *Zen E-an and others*, Studies of Appalachian geology — Northern and Maritime, New York, Interscience, pp. 291—301, 1968.
18. *Kay M.*, ed., North Atlantic geology and continental drift — A symposium, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, 1082 p., 1969.
19. *Ludman A.*, A fossil-based stratigraphy in the Merrimack synclinorium, central Maine, Geol. Soc. Am. Abst. with Programs, **3**, № 1, p. 43, 1971.
20. *Maxwell J. C.*, Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area, New Jersey and Pennsylvania, in: *Engel A. E. J.*, *James H. L.*, *Leonard B. F.*, eds., Petrologic studies — A volume in honor of A. F. Buddington, Geol. Soc. Am., pp. 281—311, 1962.
21. *Moench R. H.*, Relation of S_2 schistosity to metamorphosed clastic dikes, Rangeley-Phillips area, Maine, Geol. Soc. Am. Bull., **77**, pp. 1449—1462, 1966.

22. *Moench R. H.*, Premetamorphic down-to-basin faulting, folding, and tectonic dewatering, Rangeley area, western Maine, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 1463—1496, 1970.
23. *Moench R. H.*, Geologic map of the Rangeley and Phillips quadrangles, Franklin and Oxford Counties, Maine, U. S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map 1—605, 1971.
24. *Moench R. H., Boudette E. L.*, Statigraphy of the northwest limb of the Merrimack synclinorium in the Kennebago Lake, Rangeley, and Phillips quadrangles, western Maine, in: *Boone G. M.*, ed., The Rangeley Lakes-Dead River basin region; western Maine, New England Intercoll. Geol. Conf. Guidebook, pp. A-1, 1—25, 1970.
25. *Osberg P. H.*, Lower Paleozoic stratigraphy and structural geology, Green Mountain-Sutton Mountain anticlinorium, Vermont and southern Quebec, in: *Kay M.*, ed., North Atlantic geology and continental drift, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 12, pp. 687—700, 1969.
26. *Osberg P. H., Moench R. H., Warner J.*, Stratigraphy of the Merrimack synclinorium in west-central Maine, in: *Zen E-an and others*, Studies of Appalachian geology — Northern and Maritime, New York, Interscience, pp. 241—253, 1968.
27. *Pavlides L., Boucot A. J., Skidmore W. B.*, Stratigraphic evidence for the Taconic orogeny in the northern Appalachians, in: *Zen E-an and others*, Studies of Appalachian geology — Northern and Maritime, New York, Interscience, pp. 61—82, 1968.
28. *Sales J. K.*, The Taconic allochthon — Not a detachment gravity slide, Geol. Soc. Am. Abst. with Programs, 3, № 1, p. 53, 1971.
29. *Thompson J. B., Jr., Robinson P., Clifford T. N., Trask N. J., Jor.*, Nappes and gneiss domes in west-central New England, in: *Zen E-an and others*, Studies of Appalachian geology — Northern and Maritime, New York, Interscience pp. 203—218, 1968.
30. *Zen E-an*, Statigraphy and structure at the north end of the Taconic Range in west-central Vermont, Geol. Soc. Am. Bull., 72, pp. 292—338, 1961.
31. *Zen E-an*, Time and space relationships of the Taconic allochthon and autochthon, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 97, 107 p., 1067.
32. *Zen E-an*, Petrographic evidence for polymetamorphism in the western part of the northern Appalachians and a possible regional chronology, Geol. Soc. Am. Abs. with Programs for 1969, pt. 7, pp. 297—299, 1969.
33. *Zen E-an, White W. S., Hadley J. B., Thompson J. B., Jr.*, eds., Studies of Appalachian geology — Northern and Maritime, New York, Interscience, 475 p., 1968.

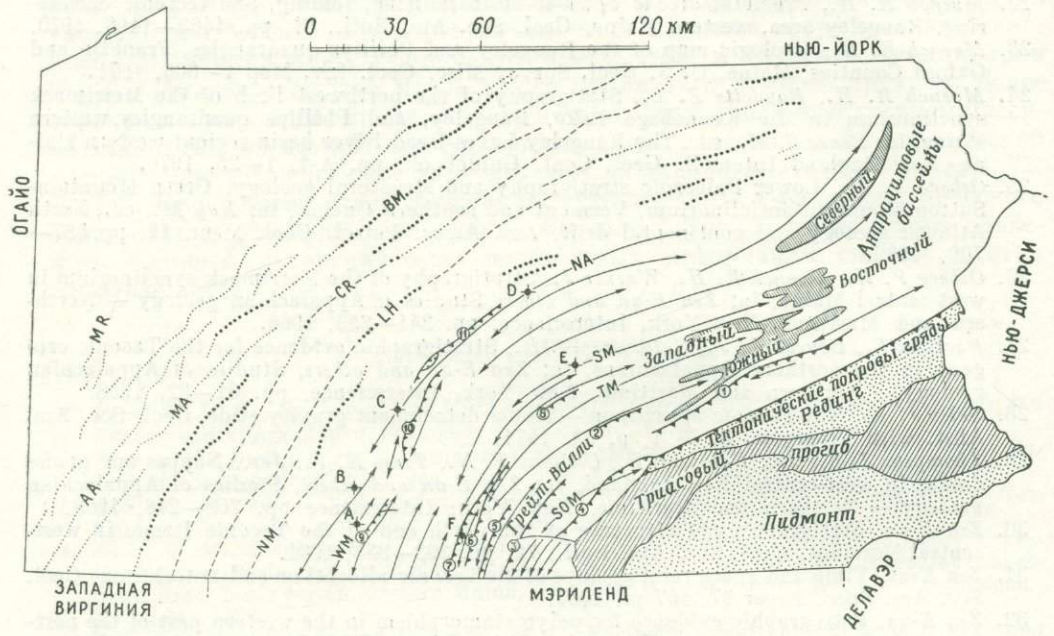
СТРУКТУРА, ИСТОРИЯ ПРОГИБАНИЯ И ТЕКТОГЕНЕЗ В ПЕНСИЛЬВАНСКОЙ ЧАСТИ СКЛАДЧАТЫХ АППАЛАЧЕЙ [1]

С. Рут [2]

Обширные работы по геологической съемке (выполненные Геологической службой штата Пенсильвания и Геологической службой США), так же как геофизические исследования и глубинное бурение на нефть, проведенные в последние годы в Провинции кряжей и долин и на Аппалачском плато, дали материал, позволяющий судить о тектогенезе и формировании впадины в центральной и западной частях Пенсильвании. Западная часть Аппалачской геосинклинали рассматривается как впадина, непрерывно прогибавшаяся в течение всего палеозоя и дислоцированная, главным образом путем

[1] Опубликование разрешено директором Геологической службы штата Пенсильвания. Я в большом долгу перед Р. Прайсом и Р. Шолтеном за многие из тех идей, которые возникли во время полевых исследований и обсуждений. Коллеги по Геологической службе Пенсильвании Д. Хоскинс, Д. Лепем, Д. Мак-Леклен и А. Соколов очень поддержали меня и дали много полезных советов для улучшения статьи. У. Вагнер любезно предоставил данные о мощности различных пачек горных пород. Особенно я признателен Д. Мак-Леклену за то, что он в течение многих лет консультировал меня по проблемам геологии Пенсильвании.

[2] Геологическая служба штата Пенсильвания, Гаррисберг, штат Пенсильвания.

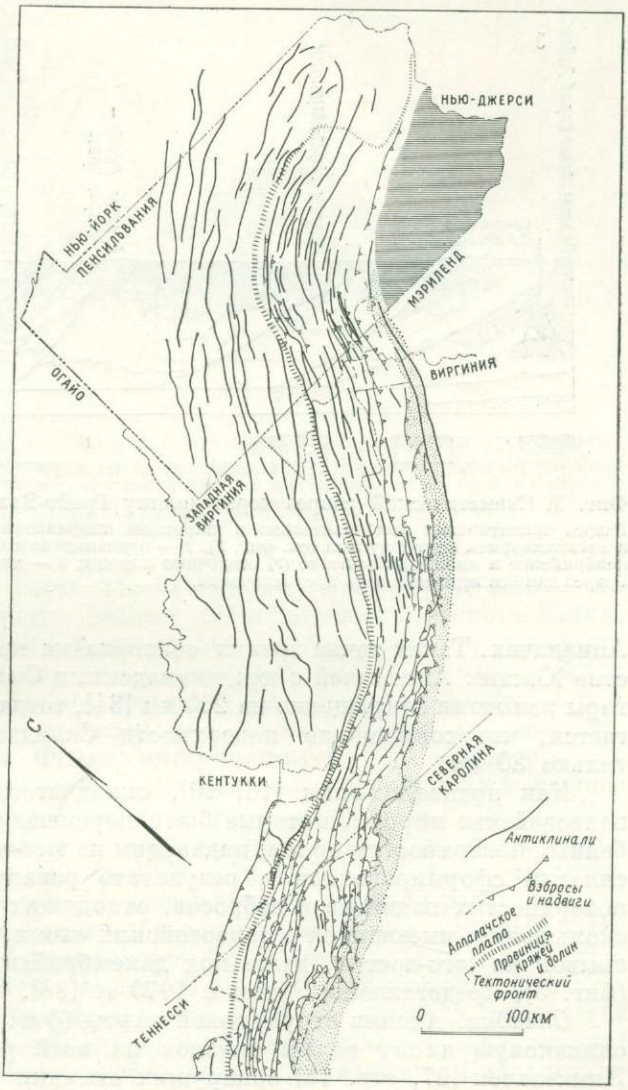


Фиг. 1. Схематическая структурная карта Пенсильвании.

Показаны главные антиклинали и разрывы и расположение глубоких скважин в Провинции кряжей и долин и на Аппалачском плато. Сокращенные обозначения антиклиналей: *SOM* — Саут-Маунтин; *TM* — Таскарора-Маунтин; *SM* — Шейд-Маунтин; *WM* — Уилс-Маунтин; *NA* — антиклинорий Ниттани; *NM* — Нигро-Маунтин; *LH* — Лорел-Хилл; *CR* — Честнат-Ридж; *BM* — Бун-Маунтин; *MA* — антиклиналь Маррисвилл; *AA* — антиклиналь Эмити; *MR* — район Мерсер. В Провинции кряжей и долин антиклинали показаны сплошными линиями. На Аппалачском плато прерывистыми линиями показаны антиклинали, структурный рельеф которых превышает 240 м, жирными точками — антиклинали со структурным рельефом 90—240 м, мелкими точками — антиклинали со структурным рельефом менее 90 м. Главные разрывы: *1* — Суит-Эрроу; *2* — Перри-Каунти; *3* — Карбо — Марш-Крик; *4* — Рединге-Бенк — Пайни-Маунтин; *5* — Норт-Маунтин; *6* — Пат-Вэлли; *7* — Литл-Скраб-Ридж; *8* — Лаймстон-Ридж; *9* — Френдс-Ковер; *10* — Генриетта — Йеллоу-Спрингс — Грейзиер-Милл; *11* — Бирмингем. Глубокие скважины: *A* — Мэри-Мартин № 1; *B* — С. Миллер № 1; *C* — Ренки № 1; *D* — Мобил № 1 (Лонг); *E* — Шелл № 1 (Лост-Крик); *F* — Т. Е. Несбитт № 1.

складкообразования над поверхностями срыва, в однократную заключительную фазу палеозойской складчатости. Настоящая статья позволяет сделать важный вывод, заключающийся в том, что при этих дислокациях движение сорванного чехла происходило вверх по склону, сложенному породами фундамента, подобно тому как происходили движения в аналогичных тектонических зонах, например в горах Юра и в южноканадских Скалистых горах.

Территория Пенсильвании целиком лежит внутри Центральной Аппалачской системы [23]. В этой системе выделено несколько физико-географических провинций, которые в определенной мере соответствуют отдельным структурным провинциям. С юго-востока на северо-запад (фиг. 1) выделяются: 1) провинция Пидмонт, для которой характерны осадочные породы от докембрийского до ордовикского возраста, метаморфические интрузивные породы со сложной складчатой и разрывной структурой; 2) триасовые низменности, сложенные моноклинально падающими на северо-запад красноцветными породами с дайками и силлами диабазов; 3) система тектонических покровов Рединг-Пронг (гряды Рединг), структурно связанная с Пидмонтом; 4) Провинция кряжей и долин, в которой развиты осложненные складками и разрывами палеозойские осадочные породы; сюда включена (по соображениям, изложенным в этой статье) структурно близкая область гор Блу-Маунтин, ядро которой сложено докембрийскими кристаллическими породами (антиклинорий Саут-Маунтин); эта область образует полосу вдоль западного края прогиба, выполненного породами триаса; 5) Аппалачское плато, на котором



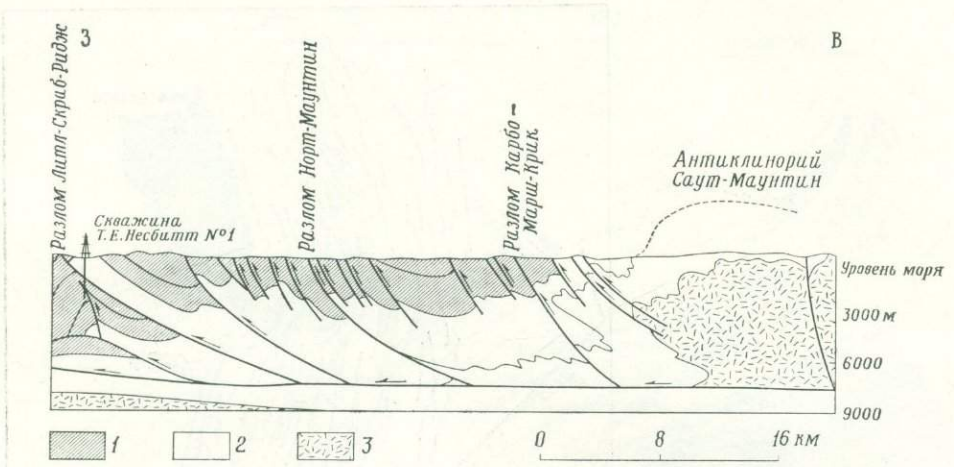
Фиг. 2. Тектоническая карта Центральных и Южных Аппалачей.

Видно различие в тектоническом стиле между преимущественно складчатой областью Центральных Аппалачей (Пенсильвания, Западная Виргиния и северная часть Виргинии) и областью Южных Аппалачей, где преобладают взбросы и надвиги. Тектонический фронт в северо-восточной Пенсильвании показан более мелкими штрихами, что означает менее четкое его проявление, чем на юге. Светлый крап — горы Блу-Маунтин, ядро которых сложено кристаллическими породами, темный крап — область Пидмонта и триасовый прогиб (по Тектонической карте Соединенных Штатов Америки, Геологическая служба США, 1962, с изменениями).

развиты складки с небольшой амплитудой, становящейся еще меньше в западном направлении. Провинция кряжей и долин и Аппалачское плато объединены в этой статье под названием «Складчатые Аппалачи».

Гряда Рединг и Пидмонт, составляющие восточную часть геосинклинали, сильно осложенены структурами альпийского типа, многократными дислокациями, метаморфизмом и вулканизмом, так что развитие этой части палеозойской Аппалачской геосинклинали пока еще остается в какой-то мере загадкой.

Структурная геология. Провинция кряжей и долин и Аппалачское плато имеют ширину (поперек тектонических зон) около 200—240 км. Эта величина приблизительно равна ширине южноканадских Скалистых гор [34, стр. 11]; обе области содержат много тектонически сходных элементов. Главное отличие Центральных Аппалачей (в Пенсильвании) от южноканадских Скалистых гор или от тех же Аппалачей к северу и к югу состоит в малочисленности разрывов у поверхности и в более широком развитии складчатости (фиг. 2). Считается, что спорадическое развитие взбросов и надвигов в Центральных Аппалачах указывает на меньшее сокращение осадочного чехла, чем в Южных



Фиг. 3. Схематический разрез через долину Грейт-Валли.

Разрез ориентирован приблизительно в широтном направлении между разломом Литл-Скраб-Ридж и антиклинорием Саут-Маунтин (см. фиг. 1). *1* — ордовикские и более молодые осадочные породы; *2* — кембрийские и нижнекембрийские (?) осадочные породы; *3* — докембрийские кристаллические породы. Разрез дан без вертикального преувеличения.

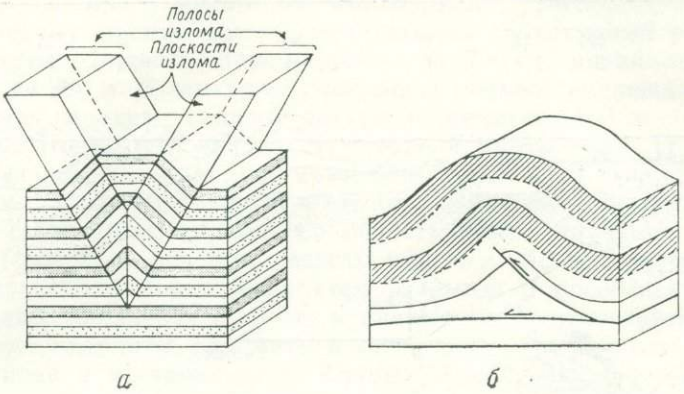
Аппалачах. Такая точка зрения основана на представлении о близком сходстве Южных Аппалачей с южноканадскими Скалистыми горами. Скалистые горы испытали сокращение на 200 км [34], тогда как в этой статье предполагается, что сокращение поверхности Складчатых Аппалачей составило только 80 км.

Как показал Гвинн [18, 19], складчатостью захвачены аллохтонные палеозойские породы, которые были перемещены на северо-запад по погребенным поверхностям срыва, падающим на юго-восток. Согласно Гвинну [18], складки сформировались в результате развития ступенчатых сколов на поверхностях надвигов и взбросов, отходящих от одной из нескольких зон скольжения, имеющихся в палеозойских слоях. Данные о продолжении этих срывов на юго-восток, даже под докембрийскими породами Блу-Маунтин (фиг. 3), представлены Рутом в 1970 г. [38].

Складки. Анализ структурной карты (фиг. 1) указывает на совершенно одинаковую длину волны складок на всей рассматриваемой территории. Никкельсен [27, стр. 16] обнаружил складки разного порядка в западной части Провинции кряжей и долин, но только складки первого порядка заслуживают обсуждения. Это наиболее крупные складки; их длина волны составляет 11—18 км. Такие размеры выдерживаются для всей области Складчатых Аппалачей, так как Никкельсен наблюдал складки этой категории и на Аппалачском плато. Такая длина волны отражает, вероятно, мощность основной толщи, участвующей в складчатости [10, стр. 669]. В восточной части площади, в антиклинории Саут-Маунтин (фиг. 3), длина волны складок становится меньше и складки первого порядка в результате большего сжатия переходят в группы узких складок с разрывами.

Длина отдельных антиклинальных складок меняется в значительных пределах. Некоторые имеют длину только около 55 км, но большинство значительно длиннее. Антиклиналь Уилс-Маунтин (фиг. 1)— единственная структура, протягивающаяся от Пенсильвании на юго-запад до самой Виргинии, на расстояние около 320 км. Другие антиклинали имеют почти сравнимые размеры, если рассматривать кулисообразно расположенные отрезки этих складок как единое целое.

Геометрия складок Провинции кряжей и долин не отвечает классическому понятию концентрических складок. Как показано Никкельсеном [27,

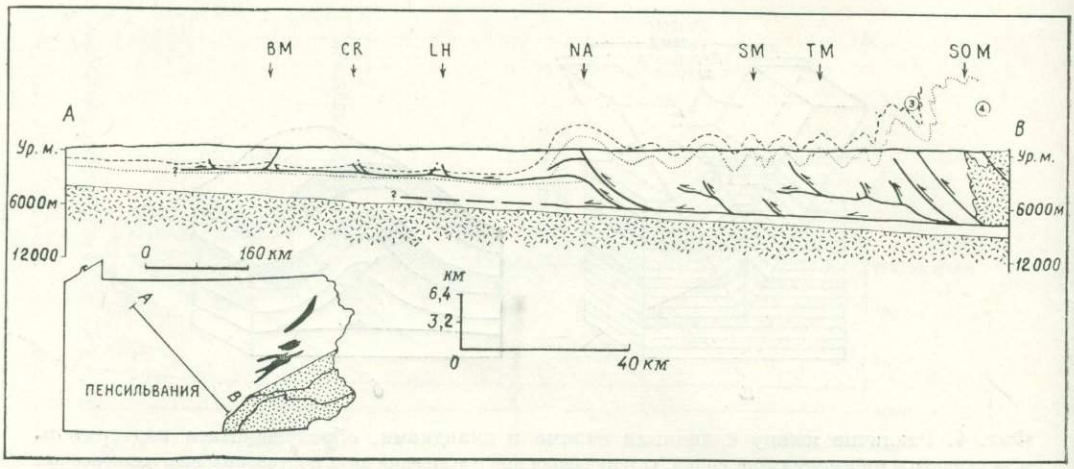


Фиг. 4. Различие между складками излома и складками, образующимися над срывом.
а — складка в горизонтальных слоях, возникающая при соединении двух противоположно наклоненных плоскостей излома; обе полосы излома имеют одинаковую ширину и угол наклона, но противоположное направление вращения [15]; *б* — концентрическая складка над направленным вверх сколом, отходящим от поверхности срыва. В Складчатых Аппалачах развиты оба типа складок.

стр. 19], эти складки имеют почти плоские крылья и изогнутые замки. На определенных стратиграфических уровнях наблюдаются утолщенные замки, поэтому складки можно отнести к категории подобных. Эти данные были обработаны Фейллом [13, 14], который отметил, что профиль многих складок по простиранию коренным образом меняется. На основании изучения геометрии складок и механизма проскальзывания на флексурных перегибах поверхностей напластования Фейлл интерпретирует эти структуры как большие складки излома (кинкбанды). Его наблюдения имеют важное значение, потому что складки излома могут формироваться без участия взбросов, постулируемых Гвинном [18]. Таким образом, не все складки непременно связаны с разрывами в ядре (фиг. 4); однако, как показано ниже, в ядрах значительного числа складок действительно имеются разрывы.

Объяснить геометрию и механизм образования складок в восточной части Провинции кряжей и долин (антиклинорий Саут-Маунтин (фиг. 1)), трудно. Клоос [7] показал, что в этой области более интенсивных дислокаций развит проникающий кливаж, по плоскостям которого на крыльях отмечается растяжение оолитов в карбонатных породах, а в ядре складок — растяжение пустот и миндалин хлорита в метаморфизованных вулканитах. Клоос интерпретировал антиклинорий Саут-Маунтин как крупную «складку скалывания», в которой дислокации обусловлены послойным течением по субпараллельным плоскостям. Рут [37, 38] пришел к выводу, что складки в большей части карбонатного массива имеют цилиндрическую форму с проскальзыванием во флексурных перегибах и только около ядра этого антиклинория имеются флексуры течения и складки пассивного скольжения.

В районе Аппалачского плато флексуры настолько широки и пологи, что их лучше всего изучать по структурным картам. Эти карты ясно показывают, что складки плато по своей геометрии относятся к системе складок Провинции кряжей и долин. В восточной части площади по изолиниям вырисовывается несколько складок с широкими замками и плоскими крыльями. Эти складки по форме также приблизительно соответствуют складкам излома. В антиклинали Нигро-Маунтин (фиг. 1) падение составляет около 3° на гребне и около 5—8° на крыльях. Далее на запад, в антиклинали Лорел-Хилл, падение на крыльях достигает 8°. В антиклинали Честнат-Ридж на западном крыле падение составляет 4°, а на восточном — 8°. В том случае, если имеются разрывы, как, например, в антиклинали Бун-Маунтин, падение местами возрастает до 10—20°. Еще дальше на запад углы падения посте-



Фиг. 5. Сильно схематизированный разрез через Складчатые Аппалачи.

Штриховкой показаны докембрийские породы, пунктирной линией обозначена подошва силура, штриховой линией — подошва девона. Жирными сплошными линиями обозначена система разрывов. Линия разреза показана на врезке. Обозначения те же, что на фиг. 1.

пенно уменьшаются, так что, например, крылья антиклинали Маррисвилл имеют наклон 20—40° м/км, а антиклинали Эмити — 10 м/км. В районе Мерсера, на самом западе площади, структуры расплывчаты и наклон крыльев складок составляет только 4—8 м/км.

Представление о постепенном уменьшении величины сокращения чехла с востока на запад подтверждается уменьшением степени сжатости складок, устанавливаемой по углам между крыльями (фиг. 5). На восточной стороне долины Грейт-Валли (антиклинорий Саут-Маунтин) угол между крыльями равен 50—70°, складки обычно опрокинутые. На западной стороне этот угол составляет около 80°. В центральной части Провинции кряжей и долин (антиклиналь Шейд-Маунтин) угол между крыльями равен примерно 100° [15]; складки не опрокинутые, но обычно асимметричные. На Аппалачском плато угол почти достигает максимального значения (180°) и складки, особенно малые, как правило, симметричные.

Постепенное уменьшение величины сокращения чехла отражается также в структурном рельефе складок, который уменьшается от ~10 500 м в антиклинории Саут-Маунтин на юго-востоке [18] до 2100—2700 м в складках центральной части Провинции кряжей и долин и до 1400 м в типичной складке антиклинория Ниттани в западной части этой провинции (фиг. 5). Структурный рельеф на западной стороне антиклинория Ниттани значительно выше: 5100—6000 м. Эти большие значения отвечают рельефу ордовикских карбонатных пород, повторяющихся в разрезе трижды из-за смещений по разрывам в ядре структуры [26; 19, фиг. 4]. Многие крупные складки осложнены в ядре взбросами, так что приведенные значения вполне показательны.

К западу от антиклинория Ниттани на Аппалачском плато контрастность структурного рельефа резко уменьшается. Зона этого резкого перехода была названа Прайсом [32] Аппалачским тектоническим фронтом (фиг. 2). Прайс рассматривал его как унаследованную зону пониженной прочности, связанную с палеозойским осадочным трогом. Гвинн [18] постулировал, что этот тектонический фронт отмечает полосу, внутри которой подошва взброса (надвига) сдвигается вверх от кембрийской к ордовикской зоне скольжения. Эти представления надо еще обосновать. Для целей настоящей статьи существенно то, что складки вдоль этого тектонического фронта непрерывны; они имеют общее крыло, практически не нарушенное разрывами.

Со стороны плато некоторые антиклинали, расположенные близко к тектоническому фронту, имеют значительный структурный рельеф, антиклинали Честнат-Ридж и Лорел-Хилл — до 750 м, антиклиналь Нигро-Маунтин — до 900 м. К западу контрастность рельефа уменьшается (фиг. 3); у большинства западных складок рельеф не достигает 100 м.

Разрывы. Подробный анализ структурной карты (фиг. 1) показывает, что при современном эрозионном срезе этот район представляет собой преимущественно складчатый массив и что разрывы играют здесь подчиненную роль. Тем самым рассматриваемая область резко отличается от Южных Аппалачей (фиг. 2), в которых развиты главным образом разрывы [21, 32, 23, 18]. Кит [21] объяснил недостаток разрывов и преобладание складок в Центральных Аппалачах тем, что в нижней части палеозойского разреза здесь залегают кварциты, доломиты и известняки, а перекрыты они мощной толщей сланцев и песчаников. В Южных Аппалачах общее соотношение толщ обратное, и там чрезвычайно сильно развиты взбросы и надвиги и сравнительно слабо — складки. В этом объяснении подразумевается, что на характер дислокаций влияет различная компетентность пород. В то же время Гвинн [18] пришел к заключению, что тектонический стиль Центральных и Южных Аппалачей в целом одинаков, но в Южных Аппалачах эрозия зашла достаточно далеко, так что обнажились плоскости взбросов, тогда как фронт пологих надвиговых пластин Центральных Аппалачей все еще покрыт ненарушенным чехлом более поздних осадков, слои которых покоробленны над краями этих пластин. Если учесть, что в нижнепалеозойских породах вблизи гор Блу-Маунтин в Южных Аппалачах имеется много пологих разрывов, а в Центральных Аппалачах их мало, то оценку, данную Гвинном [18], можно считать чересчур упрощенной.

Все главные разрывы, обнажающиеся в Провинции кряжей и долин и в пенсильванской части Аппалачского плато (за исключением разрывов Антрацитовых бассейнов), показаны на фиг. 1. Таких разрывов около десяти, и они представляют собой взбросы разной крутизны (от 40 до 70°), падающие на юго-восток. Их протяженность колеблется от 11 км (разрыв Лаймстон-Ридж [8]) до 320 км (разрыв Норт-Маунтин). Соответственно меняется и смещение пластов от нескольких сотен футов до, возможно, 8 км (разрыв Литл-Скраб-Ридж). Разрывы тесно связаны с развитием антиклиналей, плоскости разрывов параллельны выходам крыльев этих складок на поверхность. Предполагается [18, 19, 26, 38], что крутые взбросы — это ответвления главных погребенных срывов. Образование складок и разрывов происходило, по-видимому, совместно в процессе общего сокращения этой территории.

Разлом Норт-Маунтин имеет самостоятельное значение. Он доказывает, что некоторые разрывы Южных Аппалачей протягиваются и в Центральные Аппалачи и что механизм их образования в обоих районах один и тот же. Этот разлом прослеживается из района Нечрел-Бридж (Виргиния) в район, находящийся к северо-востоку от Чемберсберга (Пенсильвания), где он теряется в массиве ордовикских сланцев [5]. Разлом Карбо — Марш-Крик [38, 39] интересен тем, что он отклоняется от регионального направления структур до перпендикулярного положения и становится в своем северном окончании сдвигом с амплитудой смещения до 4 км.

Разлом Бирмингем [26, 18, 19] исключительно важен потому, что это единственный в Пенсильвании разрыв, явно связанный с крупной, хорошо обнаженной поверхностью срыва. Его длина составляет около 53 км; бурение показало, что он представляет собой взброс восточного падения. Этот разрыв, сформировавшийся в ядре антиклинория Ниттани, представляет собой небольшое ответвление крупного срыва, называемого разломом Синкинг-Вэлли. В результате эрозии в тектоническом окне (окно Бирмингем) обнажились породы, залегающие под этим срывом. Мёбс и Хой [26] подсчитали, что

смещение по поверхности этого срыва составляет около 3,2 км, а по вторичному разлому Бирмингем оно значительно меньше.

Несколько менее крупных разрывов картируется в восточной части плато, а недавно проведенные съемки [12, 17] обнаружили значительное количество оперяющих разрывов, перпендикулярных региональной структуре, сформировавшейся вдоль тектонического фронта. При региональном изучении области плато считают, что количество разрывов и величина смещений по ним незначительны (фиг. 5).

Многочисленные надвиги, взбросы, пологие складчатые надвиги и секущие сбросы отмечены в последние годы в Антрацитовых бассейнах [42, 43]. Истинный характер и амплитуда некоторых из этих пологих складчатых разрывов еще не ясны. Хоскинс (личное сообщение, 1971) не смог проследить их западное продолжение на соседних листах.

При глубинном изучении Провинции кряжей и долин обнаруживаются крутые взбросы юго-восточного падения, связанные с разрывами, отмеченными на поверхности. Почти все скважины, пробуренные на значительную глубину, пересекли один или несколько взбросов и вошли в более молодые породы. Эти взаимоотношения прекрасно видны на западе Провинции кряжей и долин в скважинах Мэри-Мартин № 1, С. Миллер № 1, Ренки № 1 (*A*, *B* и *C* на фиг. 1). Скважина Рей-Споногл № 1, пробуренная на продолжении той же геологической структуры (антиклинали Уилс-Маунтин), что и скважина Мэри-Мартин № 1, расположенная в 180 км к югу, пересекли надвиг, падающий под углом 25° на юго-восток; смещение по нему составляет 2,5—3,5 км [30].

Другие скважины, в которых были встречены надвиги и взбросы в ядрах антиклиналей, расположены в центральной части Провинции кряжей и долин. Скважины Мобил № 1 (Лонг) и Шелл № 1 (Лост-Крик) (*D* и *E* на фиг. 1) были пробурены до глубин 4700 и 3011 м соответственно; обе скважины пересекли разрыв, после которого повторяется значительная часть разреза [19]. Скважина Т. Е. Несбитт № 1 (*F* на фиг. 1) в восточной части провинции прошла вначале кембрийские карбонатные породы, но на глубине 1650 м пересекла разрыв и вошла в среднеордовикские сланцы. Этот надвиг — тот же разлом Литл-Скраб-Ридж (фиг. 1, 3), и это единственный случай, когда разрыв, встреченный при бурении на большой глубине, прослеживается до поверхности. Для него рассчитано падение 40° на юго-восток [38] и принимается смещение около 8 км.

В области Аппалачского плато, как показал Гвинн [18], многие из антиклиналей на глубине значительно нарушены разрывами. Их образование происходило вдоль чешуйчатых надвигов, отходящих от плоскости срыва. В некоторых случаях эти разрывы расположены симметрично вдоль крыльев складок как следствие «недостатка пространства» в ядре концентрической складки. Смещение по таким разрывам составляет обычно всего несколько сотен футов [18]; величина смещения уменьшается в западном направлении в соответствии с уменьшением контрастности тектонического рельефа. В региональном плане общая амплитуда движения по этим разрывам незначительна.

Возраст дислокации. Анализ всех имеющихся данных, включая изотопные определения возраста, привел Роджерса [36] и Рута [38] к выводу о том, что главные дислокации в Складчатых Аппалачах представляли собой заключительный палеозойский (аллеганский) эпизод складчатости. Огромная линза верхнедевонских обломочных пород и отложившиеся затем линзы грубозернистых миссисипских и пенсильванских обломочных пород отражают меняющуюся интенсивность более ранних движений в области Пидмонта. Если данные о том, что возраст милонитов из предполагаемой зоны срыва в ордовикских сланцах составляет 340 млн. лет [31], достоверны и представительны, то можно считать, что тектоническая активность начала

проявляться в отдельных местах с позднего девона. Главный заключительный палеозойский орогенез, согласно сделанным выводам, представлял собой, по существу, единственный эпизод, потому что 1) слои от докембрийского до пенсильванского, а местами и до пермского возраста смяты в одну систему складок, 2) в региональном плане эти слои залегают согласно, за исключением ордовикского (таконского) несогласия.

Не следует думать, что этот единственный эпизод складчатости являлся очень коротким пароксизмом. Установлено, например, что развитие антиклинория Саут-Маунтин происходило в течение нескольких фаз складчатости [38]. Эта структура была затем частично срезана более поздними надвиговыми пластинами, образованными породами Пидмонта, которые заняли здесь свое теперешнее положение уже после складчатости и, вероятно, после существенной эрозии [25]. Возможно также, что главные складки и надвиги Провинции кряжей и долин и области плато развивались не одновременно, а последовательно, в соответствии с прогрессирующим смещением того типа, который описан Прайсом [33] в канадских Скалистых горах. Синтектонические верхнепалеозойские осадочные породы отражают более древние эпизоды складчатости в Пидмонте, а то, что наблюдается в Провинции кряжей и долин и в области плато, можно считать наиболее поздними фазами складчатости, постепенно смещавшейся на запад; этот взгляд обсуждался Барреллом еще в 1914 г. [1, стр. 253].

Сокращение площади чехла. Анализ данных структурной геологии, проведенный в предыдущих разделах, показывает, что при дислокациях сохранялась структурная целостность чехла палеозойских пород. Здесь нет крупных взбросов, по которым участки чехла смещались бы на расстояние, измеряемое многими милями; ни в одном из взбросов смещение не превышает нескольких миль. Хотя складки и взбросы развивались совместно, большая часть сокращения чехла приходится на складки. Вся система связанных между собой складок и разрывов сформировалась над крупными глубинными срывами, смещение по которым составило, по-видимому, около 80 км. Эти срывы не пересекают весь осадочный чехол, а, скорее всего, постепенно затухают в слоистой толще (фиг. 5), по мере того как постепенно уменьшается смещение. Контрастность структурного рельефа складок и величина смещения по разрывам постепенно уменьшаются в северо-западном направлении по мере затухания срывов, не выходящих на поверхность.

Важно подчеркнуть региональное структурное единство осадочного чехла с системой складок и разрывов. Для такого типа структур проводить расчеты сокращения чехла гораздо легче, чем для Южных Аппалачей, где вначале надо реконструировать первоначальное положение крупных надвигов пластин, перемещенных на много миль, а только потом вводить поправки за складкообразование и перемещение по крутым взбросам.

Для Провинции кряжей и долин выполнено много оценок сокращения площади чехла. Чемберлин [4] провел обзор оценок, сделанных к 1910 г., и рассчитал, что сокращение по линии, пересекающей провинцию посредине, достигает 19%. Клоос [6] в 1940 г. рассчитал такое сокращение в Антрацитовых бассейнах и показал, что его средняя величина возрастает от 3—5% для северного поля до 20% для восточного среднего поля, 25% для западного среднего поля и 35% для южного поля. Эти расчеты проведены для складок синусоидальной формы.

В недавно проведенных двух исследованиях для оценки сокращения чехла в этом регионе был использован метод равных площадей. Расчет, выполненный Деннисоном и Вудвордом [11], дал для линии, пересекающей Провинцию кряжей и долин от южной Пенсильвании до северо-востока Западной Виргинии, сокращение на 48 км, или на 22%. Гвинн [19] на основе более современных данных рассчитал сокращение чехла в южной части Провинции кряжей и долин и пришел к выводу, что оно равно 47%, или

80 км. Более умеренные значения, полученные Гвинном в другом расчете, основаны на предположении, что мощность пластов горных пород несколько выше, чем он принимал раньше. В этом случае сокращение составляет 29%, или 41 км.

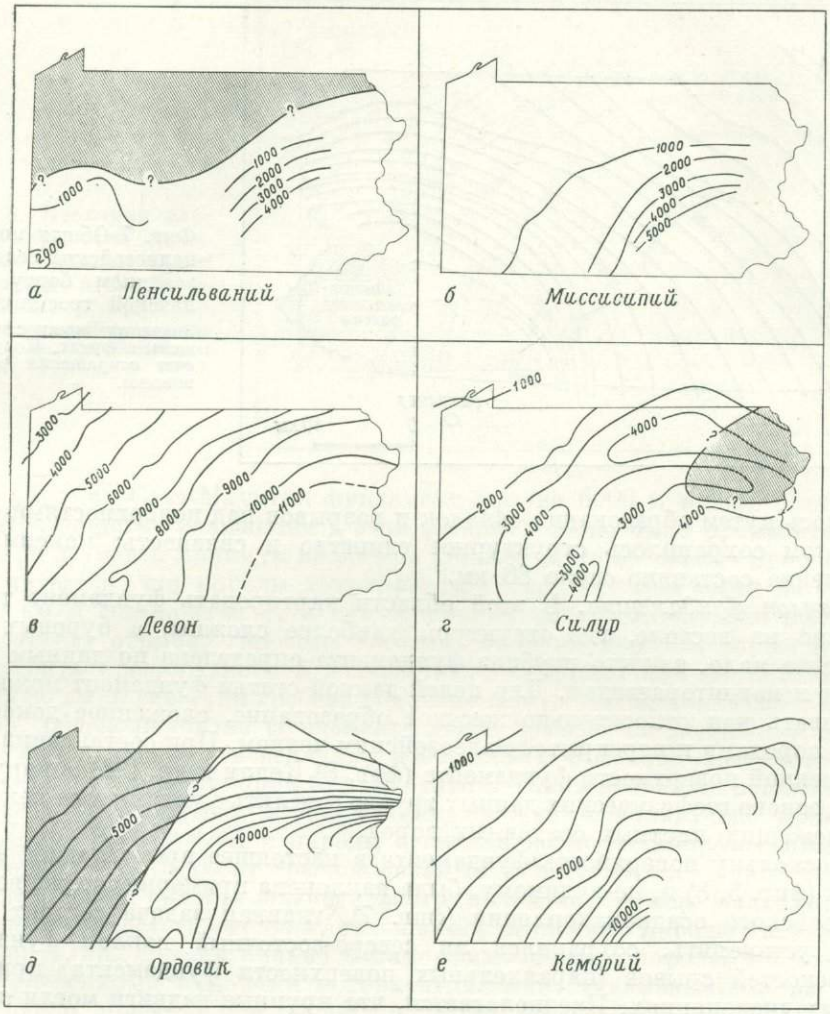
В области плато происходит резкое уменьшение величины сокращения чехла до совершенно незначительной. Расчеты, проведенные для некоторых крупных складок по методу синусоидального слоя, показали, что это сокращение составляет около 1%. Поскольку углы падения менее 8° соответствуют сокращению менее 1%, ясно, что для большей части территории плато сокращение составляет менее 1%. При этом расчете не учитываются, однако, многочисленные мелкие разрывы, имеющиеся в районе. Если мы примем их во внимание, то получим более обоснованную оценку сокращения чехла, составляющую 2%, или около 2,5 км.

Принимая, что оценка сокращения, сделанная Гвинном [19] для Провинции кряжей и долин (47%), и оценка для плато (2%) достоверны, получаем, что осадочные породы на западном крыле антиклинория Саут-Маунтин перемещены на 80 км к северо-западу от района их формирования вблизи современного Балтимора. Величина северо-западного перемещения от места отложения пород уменьшается постепенно (но не равномерно) в сторону от антиклинория Саут-Маунтин, и в области плато эти слои залегают не более чем в 1,6 км от места их отложения. Общее сокращение меняется вдоль простирания тектонических структур в этом массиве, так как перемещение в Антрацитовых бассейнах имеет меньшую величину из-за существенно меньшей ширины Провинции кряжей и долин (фиг. 1). Перемещение максимально на юге и в центральных частях и уменьшается вдоль простирания структур на северо-восток.

История прогибания. Изучение мощности осадочных пород в западной части Аппалачской геосинклинали (по системам) позволяет судить об определенных условиях формирования депрессии, для которых характерна большая однородность и постоянство в течение всего палеозоя.

Мощность осадочных пород. Количество осадочных пород, образовавшихся в течение каждой из систем палеозоя, показано на фиг. 6. Несмотря на сложный состав осадков и изменение главных областей сноса, отмечается явная равномерность в распределении мощности слоев. Для каждой системы мощность всех слоев увеличивается с запада на восток. Величины градиента мощности вкрест данной области сравнительно одинаковы для всех систем, за исключением силура. Наибольшая мощность для всех систем отмечена у восточного ограничения изученной площади; однако неизвестно, представляет ли эта величина действительно максимальную мощность для региона, или же мощность отдельных горизонтов продолжает увеличиваться в районе Пидмонта, где стратиграфия до сих пор не расшифрована. Временами максимальное накопление происходило при отложении осадков в открытом море, а временами — в краевой зоне морского бассейна или в зоне выноса материала реками. Независимо от природы осадконакопления и глубины водоема наиболее мощное накопление происходило именно на этой площади, что указывает на непрерывное опускание этой части геосинклинали в течение всего палеозоя вследствие первичного локального прогибания коры или экзогеосинклинального развития [20, стр. 19]. Ярким доказательством этого может служить накопление практически ненарушенной толщи миогеосинклинальных шельфовых осадков мощностью почти 14 500 м (фиг. 6 и 7).

Следует отметить, что в диаграммы, показанные на фиг. 6 и 7, не внесена поправка за сокращение чехла после отложения. Введение такой поправки приводит к тому, что в восточной части каждой диаграммы изолинии становятся не столь частыми и соответственно региональный градиент оказывается более однородным. Например, на месте современного антиклинория Саут-Маунтин, где полная мощность достигает максимальной величины 14 500 м

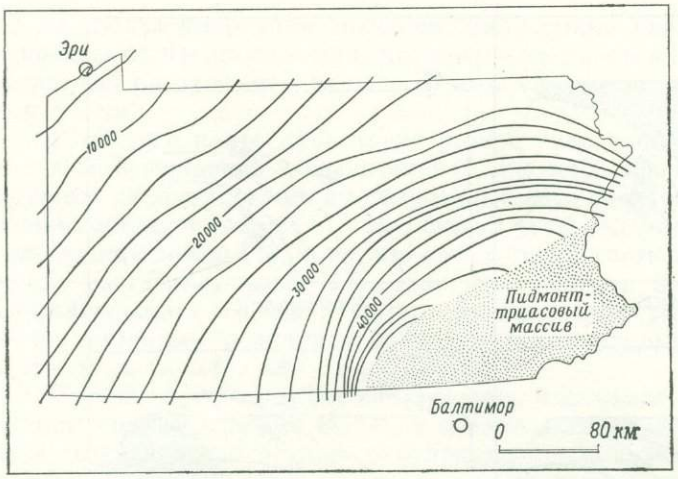


Фиг. 6. Мощность (в футах) осадочных пород, отложенных в разные периоды палеозоя в Пенсильвании.

Мощность слоев пенсильванского и миссисипского возраста дана (с изменениями) по Колтону [9], для девона — по Оливеру и др. [28]. Мощность силурийских, ордовикских и кембрийских слоев подсчитана У. Вагнером и автором. Затушеванные части схем показывают приблизительное распространение несогласия, обнаруженного в подошве среднего ордовика (*д*), в подошве силура (*г*) и в подошве пенсильвания (*а*).

(фиг. 7), истинная мощность пород, сформировавшихся при осадконакоплении, составляла до сокращения площади чехла, вероятно, 9500—11 000 м. Слои мощностью 14 500 м первоначально отложились в районе современного Балтимора и были затем сдвинуты к их современному положению во время аллеганской складчатости. Для общих представлений, развиваемых в этой статье, введение поправок за сокращение чехла не требуется.

Тектонический синтез. Осадочные породы, накопление которых происходило в течение всего палеозоя, залегают практически согласно; их мощность закономерно увеличивается на юго-восток, вкрест простирания складчатого пояса; максимальное известное значение мощности составляет около 14 500 м у границы региона. Осадочный чехол испытал сокращение над относительно жестким фундаментом во время единичного заключительного эпизода палеозойской (аллеганской) складчатости. Сокращение осуще-



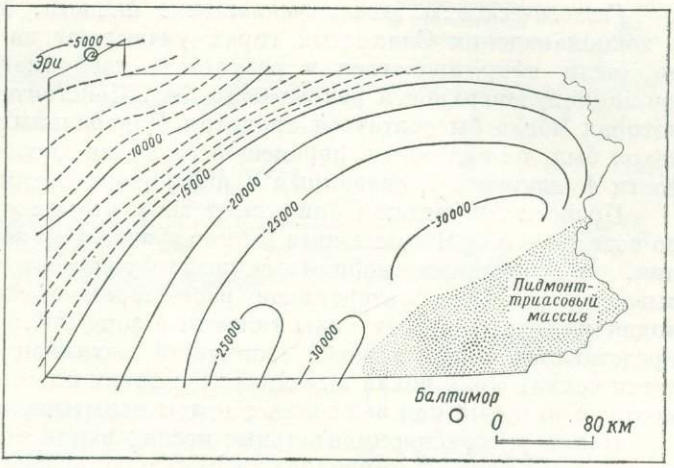
Фиг. 7 Общая мощность палеозойских осадков на западном борту Аппалачской геосинклинали.
Значения мощности выражены в футах. Поправка за счет сокращения чехла не внесена.

ствлялось путем образования складок и разрывов над поверхностями срыва. При этом сохранилось структурное единство и связность; максимальное укорочение составило около 80 км.

Наклон фундамента. В этой области картировать фундамент трудно, особенно на востоке, где структуры наиболее сложны, а буровых работ проведено мало, так что глубина фундамента определена по данным гравиметрии и магниторазведки. Для целей данной статьи фундамент можно рассматривать как относительно жесткое образование, сложенное докембрийскими породами и перекрытое палеозойским чехлом. При составлении карты современной поверхности фундамента (фиг. 8) Келли и др. [22] обнаружили, что на основе геофизических данных трудно отделить фундамент от некоторых вышележащих плотных осадочных пород.

Поскольку поверхность фундамента в настоящее время падает на юго-восток (фиг. 3, 8) и, по-видимому, была наклонена примерно так же во время палеозойского осадконакопления (фиг. 7), главная задача состоит в том, чтобы установить, сохранялся ли северо-восточный наклон фундамента и плоскостей срывов (параллельных поверхности фундамента) при аллеганских дислокациях. Предполагается, что крупные надвиги могли сформироваться вследствие гравитационного тектогенеза типа эпидермального скольжения [41] или путем сталкивания широких надвиговых пластин вниз по пологому склону, по которому проявлялось высокое давление жидкой фазы [40]. Однако, как отмечает Прайс [33], наиболее важной особенностью геологии региона является то, что большинство пологих надвигов имеет наклон, обратный по отношению к тому, который требуется для гравитационного скольжения. Таким образом, возникает вопрос: каков же был наклон фундамента Аппалачей во время аллеганской складчатости?

Наклон фундамента при аллеганских дислокациях. Наклон фундамента во время дислокаций определяется по максимальной величине поднятия у восточного края сорванного чехла и предполагаемой области тектонической денудации. Если считать, что субгоризонтальная составляющая гравитационного напряжения (вычисленного только по массе пород чехла, движущихся вниз по склону) является единственной движущей силой сокращения площади Аппалачей [18, стр. 897], то, согласно данным Руби и Хабберта [40], для такого движения требуется наклон около 2°. Принимая, что эффективная ширина этого складчатого пояса составляет около 95 км, получаем, что в момент скольжения фундамент в области современного антиклинория Саут-Маунтин был на 3000 м выше, чем у тектонического фронта Аппалачей. Данные же о палеозойском осадконакоплении говорят о том, что в области



Фиг. 8. Изолинии глубин поверхности докембрийского комплекса изверженных и метаморфических пород [22].
Значения глубин (ниже уровня моря) выражены в футах.

антиклинория Саут-Маунтин фундамент был на 6000 м ниже. Для начала гравитационного скольжения в этом районе должно было произойти воздымание фундамента минимум на 9000 м. Однако и это не решает проблему, так как считается, что породы антиклинория Саут-Маунтин были перемещены на 80 км к северо-западу, и нет оснований полагать, что они находились близ «пяты» отрыва; гипотеза простого оползня требует, чтобы поднятие фундамента продолжалось в юго-восточном направлении по меньшей мере еще на 80 км, и даже там гребень поднятия еще не был бы достигнут. Следовательно, общее поднятие фундамента здесь должно на несколько десятков тысяч футов превышать величину 9000 м (30 000 футов), постулированную для площади антиклинория Саут-Маунтин. Такая величина поднятия представляется невероятной в Провинции кряжей и долин, где проявления магматизма отсутствуют и породы существенно не метаморфизованы.

Верно, что Пидмонт, расположенный к востоку, действительно представляет собой область значительного поднятия. Район Балтимора, где, по гипотезе простого оползня, отложились осадочные породы антиклинория Саут-Маунтин, сложен сильно метаморфизованными породами с окаймленными гнейсовыми куполами и серпентинитами, указывающими на то, что этот район представляет собой поднятие пород фундамента складчатой области. Однако многие из этих пород имеют такой же возраст, как и смятые в складки породы Провинции кряжей и долин, так что эта область не может считаться тектонически денудированным поднятием, с которого породы Провинции кряжей и долин были снесены путем простого гравитационного оползания. В сущности, в Пидмонте неизвестны площади, которые можно было бы считать тектонически денудированными поднятиями, связанными с палеозойским чехлом Провинции кряжей и долин.

В действительности мало что указывает на внезапное, кратковременное и обширное поднятие на юго-востоке, за исключением соображения о необходимости такого поднятия для создания склона для гравитационного скольжения. Однако нельзя считать, что фундамент был в статичном состоянии: он определенно поднимался и опускался на несколько тысяч футов во время и после отложения осадков триаса [13] и в послетриасовое время [29].

Я предполагаю, что фундамент в Складчатых Аппалачах не был наклонен во время дислокаций на северо-запад, а падал на юго-восток, как это было до и после дислокаций. Так что остается проанализировать возможные процессы, способствовавшие сокращению чехла Складчатых Аппалачей, в свете этих ограничений. С этой целью полезно рассмотреть аналогичные ситуации.

Геологические и экспериментальные аналоги. Многочисленные данные о южноканадских Скалистых горах указывают на то, что эти структуры не могли сформироваться в результате послойного скольжения вниз по наклонной поверхности разрыва [33, 34]. Действительно, на этой площади, которая могла бы считаться аналогом Центральных Аппалачей, осадочный чехол был, по-видимому, перемещен во время дислокаций вверх по поверхности фундамента и связанным с ней поверхностям срывов.

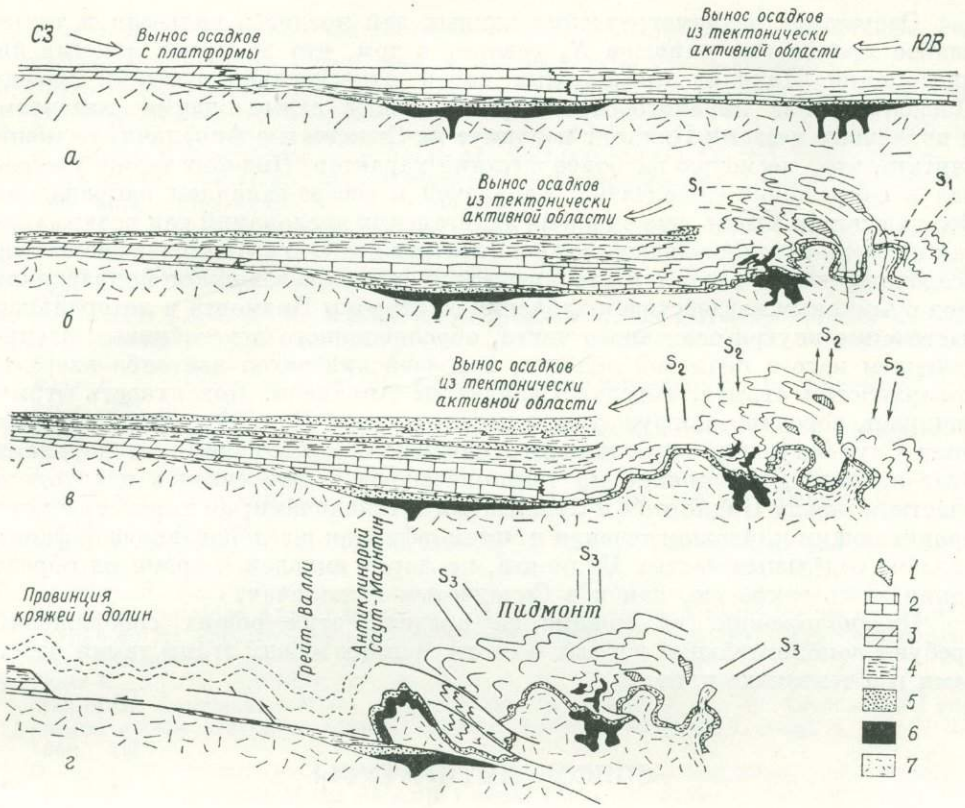
Прайс и Маунтджой описывают зону отрыва супракрустальных пород по соседству с орогеническими метаморфическими зонами глубокого заложения, включающими мобилизованный фундамент. Исследователи делают вывод о том, что латеральное растекание, обусловленное разрушением поднятия под действием силы тяжести в зоне мобилизованного фундамента, представляет собой важный движущий механизм при смещении краевой части чехла. Край чехла выталкивался вверх по склону поверхности фундамента, в то время как вся масса в целом испытывала растекание.

Некоторые экспериментальные исследования подтверждают такие представления. Бухер [2] имитировал в 1956 г. роль силы тяжести в лабораторных опытах со швейным воском и показал, что этот материал течет и расплющивается под действием собственного веса при сравнительно большой высоте образца или при медленной деформации, когда одна его часть поддерживается при немного более высокой температуре. В ряде центрифугированных моделей с силиконом и замазкой Рамберг [35, стр. 108, фиг. 57] воспроизвел складки отрыва, в которых движение было направлено вверх от растекающегося центрального купола. Изучая как экспериментальные данные, так и реологическое поведение горных пород, Кери [3, стр. 140] пришел к выводу, что аппалачские срывы — это просто следы течения горных пород вверх и в сторону от воздымающейся осевой зоны.

Развитие Складчатых Аппалачей. Энергия, необходимая для перемещения осадочного чехла вверх по склону фундамента, не может содержаться в самом чехле. Она должна была поступать из соседнего массива Пидмонта, расположенного восточнее,— из области неоднократных орогенических дислокаций и поднятия фундамента. Однако зона сочленения Складчатых Аппалачей и структур Пидмонта во многих местах закрыта более молодыми триасовыми осадочными породами, так что разные варианты интерпретации, касающиеся взаимоотношения этих площадей, остаются спорными. Имеются ясные доказательства того, что дислокации в Пидмонте развивались неоднократно, что отразилось в формировании по меньшей мере трех генераций кливажа или продольной] сланцеватости [16] и по меньшей мере в двух периодах ранне- и среднепалеозойской тепловой и (или) тектонической активности, датированных радиологически [16], тогда как в Складчатых Аппалачах проявилась только одна более поздняя стадия дислокаций. Возможные связи между тектоническими событиями на обеих этих территориях и между ними показаны на фиг. 9, частично основанной на работе Лепема (неопубликованные данные, Геологическая служба штата Пенсильвания), и сводятся к следующему:

Стадия А. От кембрия до среднего ордовика: осадконакопление в миогеосинклинальных условиях происходит в западной части Аппалачской геосинклинали (в Складчатых Аппалачах); на востоке (в Пидмонте) осадконакопление происходит в мио- и эвгеосинклинальных условиях.

Стадия Б. Радиометрические данные по Пидмонту, ограничивающие возраст пород 425 млн. лет, что соответствует «прототаконскому» и «таконскому» времени, говорят о том, что именно в эту эпоху произошли и региональный метаморфизм с подчиненным развитием интрузивов, и образование тектонических покровов, и широко развитое надвигание в направлении от ядра Пидмонта, и появление и (или) мобилизация гнейсовых куполов. Кливаж первой генерации S_1, сформировавшийся, вероятно, в это время,



Фиг. 9. Сильно схематизированные разрезы, показывающие развитие Складчатых Аппалачей в Пенсильвании.

Вертикальный масштаб сильно преувеличен. Первоначальная протяженность профиля по горизонтали около 320 км (~ 200 миль). *а* — в среднем ордовике; *б* — в конце ордовика, в «таконское» время; *в* — перед концом девона, в «акадское» время; *г* — в конце палеозоя, в аллеганское время. *1* — серпентиниты; *2* — известняки; *3* — доломиты; *4* — глинистые породы, *5* — арениты; *6* — вулканиты; *7* — фундамент.

указывает на субгоризонтальный перенос вещества на северо-запад. В районе, который занят в настоящее время Складчатыми Аппалачами, единственным свидетельством тектонической активности является наличие экструзивных метаморфизованных бентонитов и отдельных местных несогласий (фиг. 6), однако с начала среднего ордовика главный источник осадочных пород располагался на восток от этой площади.

Стадия В. Радиометрические данные по Пидмонту для «акадской» эпохи (320—350 млн. лет) свидетельствуют о вероятном региональном поднятии и об эрозии этого массива и лишь о небольшой перекристаллизации пород; субвертикальный кливаж S_2 возник, возможно, в это время. Линзы обломочных пород, слагающих в настоящее время Складчатые Аппалачи, отражают тектоническую активность Пидмонта.

Стадия Г. Разрозненные радиометрические данные для аллеганской эпохи (240—260 млн. лет), полученные за пределами Пидмонта, указывают, вероятно, на сокращение чехла в Складчатых Аппалачах и на местное развитие кливажа в антиклинории Саут-Маунтин. В пенсильванской части Пидмонта радиометрические данные, отражающие эту стадию тектонической активности, отсутствуют, но наличие слабо проявившегося кливажа S_3 указывает на возможное поднятие в это время. Локальное надвигание кембро-ордовикских пород Пидмонта на антиклинорий Саут-Маунтин [25] представляет собой прямое свидетельство того, что Пидмонт был затронут аллеганскими тектоническими движениями.

Отсутствие радиометрических данных для позднего палеозоя и только слабое проявление кливажа S_3 говорит о том, что во время аллеганских дислокаций Пидмонт представлял собой относительно жесткий массив. Поскольку нет никакого промежутка между этими двумя массивами и поскольку местами Пидмонт надвинут на Складчатые Аппалачи, то можно считать, что, несмотря на более жесткий характер, Пидмонт также участвовал в сокращении Складчатых Аппалачей в северо-западном направлении. Это наводит на мысль, что во время аллеганских дислокаций как воздымание, так и северо-западное движение сравнительно жесткого Пидмонта заставляли осадочный чехол в этом месте вращаться в северо-западном направлении. Под суммарным воздействием давления со стороны Пидмонта и латерального растекания внутри осадочного чехла, обусловленного неустойчивым распределением масс в поднятой области, палеозойский чехол двигался вверх по поверхностям отрыва, образуя Складчатые Аппалачи. Поверхность отрыва начинает, вероятно, погружаться в корневую зону Пидмонта под антиклинорием Саут-Маунтин, ядро которого сложено кристаллическими породами. Этот антиклинорий можно по тектоническому стилю считать переходным участком между Пидмонтом и Складчатыми Аппалачами; он характеризуется проникающим кливажом течения и метаморфизмом в зеленосланцевой фации, подобно отдельным частям Пидмонта, но форма складок и время их образования здесь такие же, как и в Складчатых Аппалачах.

Предположения, выходящие за пределы этих общих соображений, требуют дополнительных данных о соотношениях между этими двумя массивами и о тектонике плит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barrell J.*, The Upper Devonian delta of the Appalachian geosyncline, Am. Journ. Sci., **37**, pp. 225—253, 1914.
2. *Bucher W. H.*, Role of gravity in orogenesis, Geol. Soc. Am. Bull., **67**, pp. 1295—1318, 1956.
3. *Carey S. W.*, Folding, Alberta Soc. Petrol. Geol., **10**, pp. 95—144, 1962.
4. *Chamberlin R. T.*, The Appalachian folds of central Pennsylvania, Journ. Geol., **18**, pp. 228—251, 1910.
5. *Clark J. H.*, Geology of the carbonate rocks in western Franklin County, Pennsylvania, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Prog. Report 180 (map with text), 1970.
6. *Cloos E.*, Crustal shortening and axial divergence in the Appalachians of southeastern Pennsylvania, Geol. Soc. Am. Bull., **51**, pp. 845—872, 1940.
7. *Cloos E.*, Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., **58**, pp. 843—918, 1947.
8. *Conlin R. R., Hoskins D. M.*, Geology and mineral resources of the Mifflintown Quadrangle, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Atlas 126, 46 p., 1962.
9. *Colton G. W.*, The Appalachian Basin — Its depositional sequences and their geologic relationships, in: *Fisher G. W., and others*, eds., Studies of Appalachian geology, Central and Southern, New York, Interscience, p. 5—47, 1970.
10. *Currie J. B., Patnode H. W., Trump R. P.*, Development of folds in sedimentary strata, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, pp. 665—674, 1962.
11. *Dennison J. M., Woodward H. P.*, Palinspastic maps of Central Appalachians, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **47**, pp. 666—680, 1963.
12. *Edmunds W. E.*, Geology and mineral resources of the northern half of the Houtzdale 15′ Quadrangle, Pennsylvania, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Atlas 85ab, 150 p., 1968.
13. *Faill R. T.*, Tectonic development of the Triassic basin in Pennsylvania, Geol. Soc. Am., Abst. with programs for 1969, pt. 7, pp. 273—275, 1969.
14. *Faill R. T.*, Kink band structures in the Valley and Ridge Province, central Pennsylvania, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 2539—2550, 1969.
15. *Faill R. T., Wells R. B.*, Geology and mineral resources of the Millerstown 15′ Quadrangle, Pennsylvania, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Atlas 136 (в печати).
16. *Freedman J., Wise D. U., Bentley R. D.*, Pattern of folded folds in the Appalachian Piedmont along Susquehanna River, Geol. Soc. Am. Bull., **75**, pp. 621—638, 1964.

17. *Glass G. B.*, Geology and mineral resources of the Phillipsburg $7\frac{1}{2}'$ Quadrangle, Pennsylvania, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Atlas 95a (в печати).
18. *Gwinn V. E.*, Thin-skinned tectonics in the Plateau and northwestern Valley and Ridge Provinces of the Central Appalachians, Geol. Soc. Am. Bull., **75**, pp. 863—900, 1964.
19. *Gwinn V. E.*, Kinematic patterns and estimates of lateral shortening, Valley and Ridge and Great Valley Provinces, Central Appalachians, South Central Pennsylvania, in: *Fisher G. W., and others*, eds., Studies of Appalachian geology, Central and Southern, New York, Interscience, pp. 127—146, 1970.
20. *Kay M.*, North American geosynclines, Geol. Soc. Am. Mem. 48, 143 p., 1951 [см. русский перевод: *Кэй М.*, Геосинклинали Северной Америки, ИЛ, М., 1955].
21. *Keith A.*, Outlines of Appalachian structure, Geol. Soc. Am. Bull., **34**, pp. 309—380, 1923.
22. *Kelley R. D., Lytle W. S., Wagner W. R., Heyman L.*, The petroleum industry and future petroleum provinces in Pennsylvania, 1970, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Mineral Res. Report 65, 39 p., 1970.
23. *King P. B.*, Tectonics of Middle North America, Princeton, N. J., Princeton Univ. Press, 203, p., 1951.
24. *Lapham D. M., Root S. I.*, Summary of isotopic age determinations in Pennsylvania, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Info, Circular 70, 29 p., 1971.
25. *MacLachlan D. B.*, Structure and stratigraphy of the limestones and dolomites of Dauphin County, Pennsylvania, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., General Geol. Report 44, 169 p., 1967.
26. *Moebs N. N., Hoy R. B.*, Thrust faulting in Sinking Valley, Blair and Huntingdon Counties, Pennsylvania, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 1079—1088, 1959.
27. *Nickelsen R. P.*, Fold patterns and continuous deformation mechanisms of the Central Pennsylvania folded Appalachians, in: Tectonics and Cambrian-Ordovician stratigraphy in the Central Appalachians of Pennsylvania, Pittsburgh Geol. Soc., Appalachian Geol. Soc., Guidebook, pp. 13—29, 1963.
28. *Oliver W. A., Jr., DeWitt J., Jr., Dennison J. M., Hoskins D. M., Huddle J. W.*, Devonian of the Appalachian Basin, United States, in: *Oswald D. H.*, ed., International symposium on the Devonian System, Alberta Society Petroleum Geologists, pp. 1001—1040, 1967.
29. *Owens J. P.*, Post-Triassic movements in the Central and Sounthern Appalachians as recorded by sediments of the Atlantic Coastal Plain, in: *Fisher G. W., and others*, eds., Studies of Appalachian geology, Central and Southern, New York, Interscience, pp. 417—428, 1970.
30. *Perry N. J., Jr.*, Geology of the Ray Sponaugle well, Pendleton County, West Virginia, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **48**, pp. 659—669, 1964.
31. *Pierce K. L., Armstrong R. L.*, Tuscarora fault, an Acadian (?) bedding plane fault in Central Appalachian Valley and Ridge Province, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **50**, pp. 385—389, 1966.
32. *Price P. H.*, The Appalachian structural front, Journ. Geol., **39**, pp. 24—44, 1931.
33. *Price R. A.*, The Southern Canadian Rockies and the role of gravity in low-angle thrusting, foreland folding, and the evolution of migrating foredeeps, Geol. Soc. Am. Abst. with program for 1969, pt. 7, pp. 284—286, 1969.
34. *Price R. A., Mountjoy E. W.*, Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabaska Rivers — A progress report, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 6, pp. 7—25, 1970.
35. *Ramberg H.*, Gravity, deformation, and the earth's crust as studied by centrifuged models, New York, Acad. Press, 214 p., 1967 [см. русский перевод: *Рамберг Х.*, Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги, «Мир», М., 1970].
36. *Rodgers J.*, Chronology of tectonic movements in the Appalachian region of eastern North America, Am. Journ. Sci., **265**, pp. 408—427, 1967.
37. *Root S. I.*, Geology and mineral resources of southeastern Franklin County, Pennsylvania, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Atlas 119cd, 118 p., 1968.
38. *Root S. I.*, Structure of the northern terminus of the Blue Ridge in Pennsylvania, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 815—830, 1970.
39. *Root S. I.*, Geology and mineral resources of northeastern Franklin County, Pennsylvania, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Atlas 119ab, 104 p., 1971.
40. *Rubey W. W., Hubbert M. K.*, Roles of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting; II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 167—206, 1969.
41. *Van Bemmelen R. W.*, Mountain building, The Hague, Martinus Nijhoff, 177 p., 1954.
42. *Wood G. H., Jr., Trexler J. P., Kehn T. M.*, Geology of the west-central part of the southern Anthracite field and adjoining areas, Pennsylvania, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 602, 150 p., 1969.
43. *Wood G. H., Jr., Bergin M. H.*, Structural controls of the Anthracite region, Pennsylvania, in: *Fisher G. W., and others*, eds., Studies of Appalachian geology, Central and Southern, New York, Interscience, pp. 147—160, 1970.

СТРУКТУРА И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ГОР УОШИТО, АРКАНЗАС [1]

Г. Виле [2]

Восточная часть складчатого пояса Уошито Арканзаса и Оклахомы характеризуется крупными лежачими складками, в которые смяты толщи нижнего палеозоя. К северу от этих складок располагается пояс гравитационных структур и чешуйчатых надвигов в каменноугольных отложениях. В настоящей статье описаны все эти структуры и делается попытка связать их с историей складчатого пояса в целом.

Большая часть новых данных получена по нескольким листам непосредственно к западу и юго-западу от Литл-Рок, Арканзас (фиг. 1); эта территория весьма типична для гор Уошито — она легко доступна, однако обнажения здесь разрознены и располагаются в дорожных выемках и промоинах. Если бы не это обстоятельство, горы Уошито в Арканзасе могли бы явиться классическим местом для изучения альпинотипной тектоники.

Вначале описаны литологические комплексы и отдельные тектонические провинции гор Уошито, затем дано описание структуры Восточных Уошито, а в конце представлена гипотетическая история формирования структуры складчатого пояса Восточных Уошито в Арканзасе.

Геологическая обстановка. Горы Уошито представляют собой пояс складчатых палеозойских отложений, протягивающийся через Арканзас на запад из-под мезозойских и третичных отложений Прибрежной равнины Мексиканского залива (фиг. 1). В Оклахоме пояс поворачивает на юго-запад и скрывается еще раз под мезозойско-третичным чехлом. Система Уошито проходит в виде непрерывного погребенного пояса под Техасом [18]. Породы с аналогичной литологией и возрастом деформации вновь появляются в поднятии Маратон юго-западного Техаса.

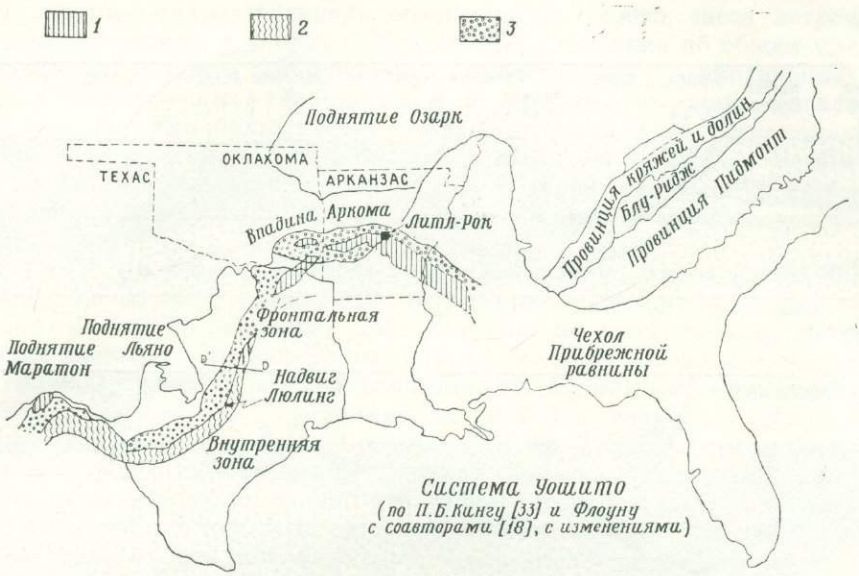
Данные бурения показывают, что пояс Уошито протягивается в юго-западном направлении от центрального Арканзаса в сторону Аппалачей; однако мы не знаем, как сочленяются эти складчатые пояса, хотя они близко подходят друг к другу. По-видимому, система Уошито служит продолжением палеозойских складчатых поясов, окаймляющих восточную часть Северной Америки. Таким образом, она составляет южную часть серии дуг, обращенных выпуклостью в сторону континента, сохраняя относительно щита структурные особенности Аппалачского орогена.

Литология. *Осадочные породы.* На фиг. 2 оконтурены крупные литологические и структурные комплексы, которыми сложен складчатый пояс Уошито Арканзаса и Оклахомы. В грубой схеме стратиграфический разрез представлен двумя литофациями, в общем относительно однородными, но существенно отличающимися друг от друга. Самый нижний комплекс, обнажающийся в ядре, известном как поднятие Бентон — Брокен-Боу, охватывает толщу отложений от ордовикского до миссисипского возраста суммарной мощностью около 1000 м; при этом преобладают ордовикские отложения. От подошвы к кровле в толще нижнего палеозоя выделяются следующие пачки: 1) темные оолитовые известняки и кварцевые песчаники,

---

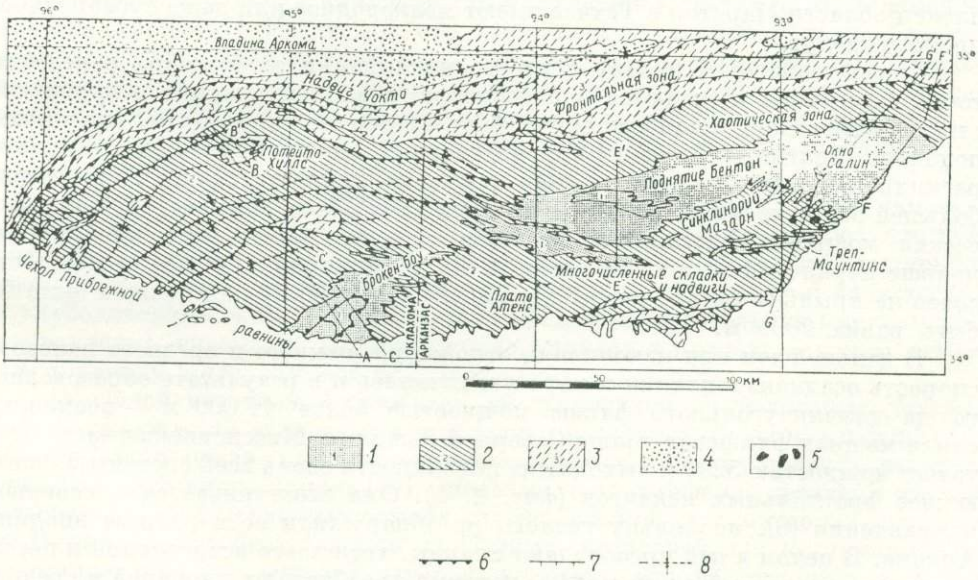
[1] Большую пользу принесла мне опубликованная информация, сообщенная Б. Хейли (Геологическая служба США) и К. Стоуном (Арканзасская геологическая комиссия), и критика ими рукописи. Ни тот ни другой, однако, не должны нести ответственности за представленные в статье выводы, как они вполне резонно и с добрым юмором дали понять.

[2] Геологический факультет Миссурийского университета, Колумбия, Миссури.

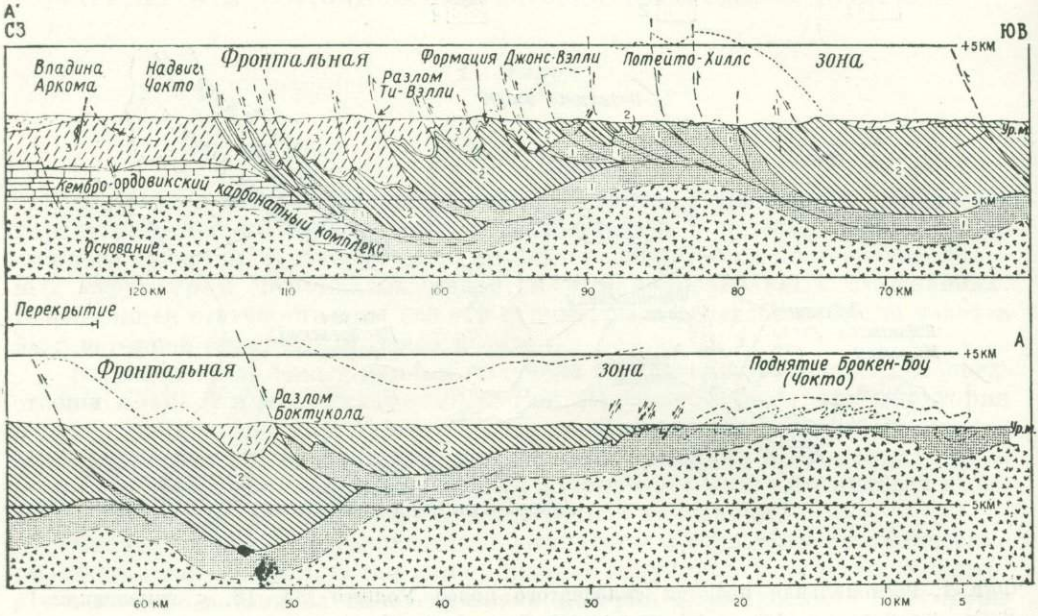


Фиг. 1. Региональная позиция складчатого пояса Уошито [33, 18, с изменениями]
Разрез представлен на фиг. 5. *1* — нижнепалеозойские фации Уошито; *2* — метаморфические породы внутренней зоны Техаса; *3* — каменноугольные фации Уошито.

перекрывающиеся известняками и темными тонкослоистыми сланцами; 2) формация песчаников, местами содержащих включения гранитных валунов и галек; 3) имеющая широкое распространение толща черных граптолитовых сланцев с прослоями темных алевритистых микрокристаллических известняков; 4) самая верхняя толща кремнистых сланцев, тонкослоистых роговиков и толстослоистых плотных светлых радиоляритов, местами из-



Фиг. 2. Тектоническая карта складчатого пояса Уошито Арканзаса и Оклахомы.
Линии разрезов *AC* и *EG* расположены в таком порядке, как они описаны в тексте (см. фиг. 3, 4, 6, 8). *1* — лептогеосинклинальные отложения, девон и поздний палеозой; *2* — древние флишевые комплексы, миссисипий; *3* — молодые флишевые комплексы, пенсильваний; *4* — синорогенные и посторогенные комплексы, нижний пенсильваний; *5* — щелочные интрузии, мел; *6* — надвиги; *7* — сбросы; *8* — оси синклиналей [33, с незначительными изменениями].



Фиг. 3. Разрез через пояс Уошито Оклахомы от впадины Аркома до района Брокен-Боу.
Линию *A'A* и объяснение условных знаков см. на фиг. 2. На фиг. 4, *а*, *б* дана интерпретация районов Потейто-Хиллс и Брокен-Боу [31, с изменениями]. Ур. м. — уровень моря .

вестных как новакулиты. Вопрос о условиях осадконакопления этих толщ остается нерешенным. Многие современные исследователи [48, 39] предполагают, что эти отложения накапливались в лептогеосинклинали [58]; однако другие [44, 20, 4, 19] считают, что толщи Уошито и эквивалентные им комплексы области Маратон в Техасе имеют мелководное или даже субаэральное происхождение.

Доказательства в пользу лептогеосинклинального бассейна с недостаточным питанием нуждаются в пересмотре, поскольку данные о первичной стратиграфической мощности могут быть ошибочными. Породы, слагающие поднятие Бентон — Брокен-Боу, интенсивно смяты в складки и сильно раскливажированы. У растянутых галек на крыльях складок отношение большей оси к меньшей достигает местами 7 : 1; таким образом, стратиграфическая мощность растянутых крыльев складок может быть значительно меньше первичной мощности слоев. Если деформация уменьшила мощность слоев на крыльях только вдвое, первичная мощность толщи должна была бы быть равна 2000 м.

В дальнейшем при накоплении отложений нижнего и среднего палеозоя скорость осадконакопления быстро увеличилась и в результате образовалась толща каменноугольного флиша мощностью более 11 000 м — возможно, самая мощная флишевая толща Северной Америки. Миссисипская часть этой толщи мощностью 5200 м выходит на поверхность вдоль всей системы Уошито южнее фронтальных надвигов (фиг. 2, 3). Она выклинивается в северном направлении [8], поскольку геологи не обнаружили ее в разрезе впадины Аркома. В целом в ней преобладают сланцы, хотя часто встречаются и песчаники с градационной слоистостью, которые преобладают в нижней и средней частях разреза. В нижних стратиграфических комплексах распространены обломки метаморфических пород, количество которых кверху постепенно уменьшается. Туфы и кремнистые сланцы образуют важные маркирующие слои, но представляют незначительную часть разреза.

В верхних подразделениях миссисипского флиша часто встречаются подводные оплывины и оползни. Моррис [47], упоминая об общем уменьшении мощности в зонах с нарушенным напластованием и увеличении количества периферических турбидитов в южном направлении, высказывает предположение, что большинство оползней возникло на северном склоне впадины. Однако Уолтел [64], описывая плато Атенс (фиг. 2), отмечает экзотические блоки граувакк и конгломератов, содержащих обломки метаморфических пород, и на основании этого делает вывод об их южном происхождении.

В основании пенсильванского комплекса располагается преимущественно глинистая формация Джонс-Вэлли, которая содержит обильные валуны карбонатных пород форланда. Снос валунов, по крайней мере до района поднятия Бентон — Брокен-Боу на юге, происходил с ограниченных разрывами гряд у северной окраины геосинклинали [42, 55] (фиг. 3). Шиделер [55, стр. 805] полагает, что расстояние, на которое осуществлялся перенос в южном направлении от щита, превышало 17 км. Такое направление перемещения материала дикого флиша противоречит постулируемому для большинства геосинклиналей; однако оно уже давно установлено в горах Уошито [42]. Уолтел [64, стр. 516] дает противоположное направление переноса для экзотических валунов формации Джонс-Вэлли в районе плато Атенс (фиг. 2). Здесь экзотические блоки представлены субграувакками и граувакками, поступавшими, возможно, из зоны тектонически активного шва на юге.

После отложения миссисипских пород и базальных горизонтов пенсильванских толщ северная граница области геосинклинального осадконакопления переместилась к северу, и в области фронтальной зоны и впадины Аркома накопилось до 6000 м пенсильванского флиша. В северной части впадины Аркома пенсильванский флиш выклинивается, сменяясь мелководными песчаниками, и перекрывается угленосными слоями, но в районе современного фронтального пояса — это глубоководные отложения [57, 11, 7]. Каковы мощности к югу от поднятия Бентон — Брокен-Боу, неизвестно, поскольку верхняя граница не обнажается; тем не менее можно предполагать утонение вследствие возможного роста поднятия и смещения к северу области накопления [25, стр. 384; 7]. Уолтел [64, стр. 518] описывает комплексы органических остатков из пенсильванских слоев плато Атенс, первично отложенные в мелководных условиях, а затем перемещенные в область конечного захоронения. Хендрикс [28, стр. 54] описывает конгломераты из самых западных выходов (фиг. 2) пенсильванского флиша и делает вывод о располагавшемся южнее или восточнее поднятии.

Клейн [8, 11] и его ученики [49, 47] отметили близкое сходство каменноугольного флиша Уошито с флишем Альп и Карпат. Они полагают, что турбидитовые потоки поступали как с севера, так и с юга, несколько расширяясь на подводных конусах выноса и вынося пески с градационной слоистостью в глубоководный желоб. Большинство следов палеотечений имеет западное направление, указывая, что потоки поворачивали и продолжали свое движение к западу в сторону еще больших глубин.

Основной источник флиша еще не установлен. В некоторых статьях [64, 5] защищается южное происхождение миссисипского флиша и формации Джонс-Вэлли, однако ряд авторов высказывается в пользу далеких источников. Так, например, Моррис [47], описывая происхождение средне- и верхнемиссисипского флиша, высказывал предположение, что материал поступал из Иллинойсского бассейна или из Южных Аппалачей. Он не принимал во внимание значение южного нагорья и считал, что на юге располагались только вулканические острова и небольшие участки тектонической суши, которые ограничивали и задерживали осадочный материал, но сами его не поставляли [46, стр. 396—399]. Возможно, нет необходимости предполагать наличие какого-либо поднятого участка суши на юге, так как сам под-

водный рельеф мог быть достаточным для ограничения распространения флиша.

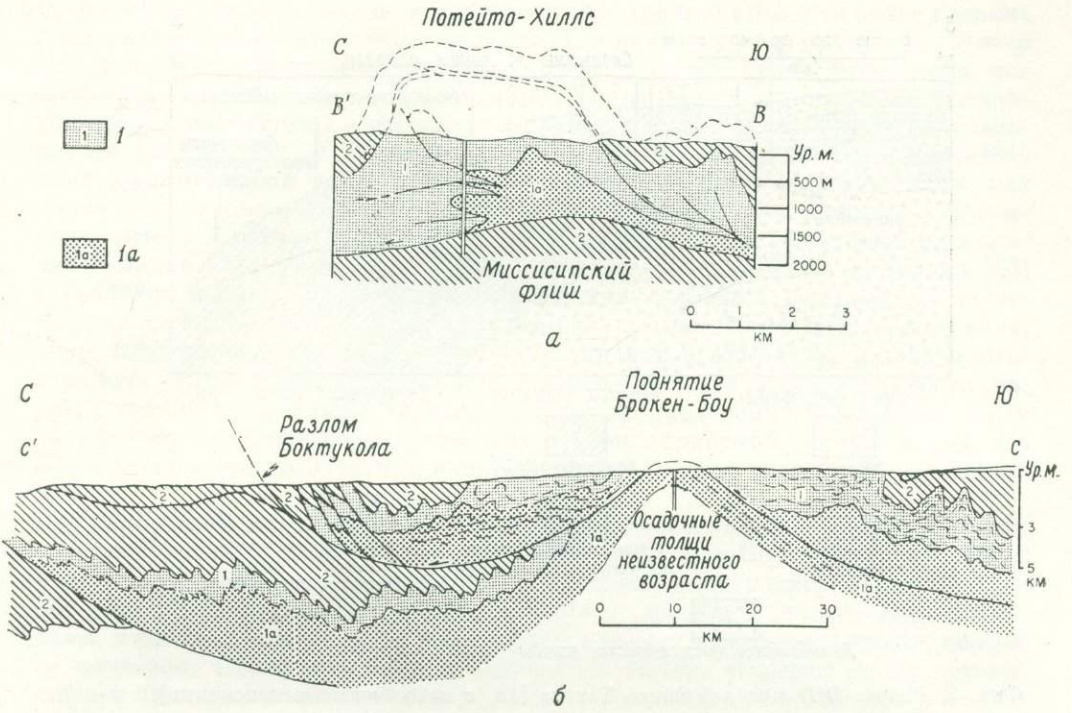
Изверженные породы. Изверженные породы обнажаются в нескольких районах Восточных Уошито. Всюду в нижнепалеозойских толщах встречаются дайки и силлы в основном лампрофирового и фонолитового составов, а несколько штоков мезозойских щелочных пород [15, стр. 5] прорывают отложения вплоть до миссисипских, вдоль линии, грубо параллельной краю третичного чехла. Стерлинг и Стоун [56, стр. 103] противопоставляют мезозойский возраст щелочных интрузивов раннепалеозойскому возрасту нескольких небольших никеленосных серпентинитовых тел, заключенных в кремнистых породах и черных сланцах лептогеосинклинальной фации. Буровые скважины прошли эти серпентиниты насквозь и вновь вошли в в черные сланцы. По-видимому, серпентинитовые тела захвачены гребнями почти лежачих складок и располагаются вдоль (или вблизи) линии крупного надвига (фиг. 6, 7); первоначально они могли попасть в сланцы и кремнистые породы в результате гравитационного оползания.

Тектонические провинции. *Впадина Аркома* (фиг. 2, 3) примыкает к складчатому поясу с севера; глубина до фундамента может достигать 5000—6000 м [30]. Палеозойские отложения, начиная от кембро-ордовикских карбонатных толщ и включая пенсильванский комплекс Морроу, имеют мощность около 1500 м [10] и в южном направлении постепенно переходят в лептогеосинклинальные(?) фации и миссисипский флиш [26, 24, 12]. В средне- и позднепенсильванское время происходило быстрое опускание прогиба вдоль сбросов с южным падением. На основании буровых данных было установлено [6], что вертикальное смещение фундамента по отдельным сбросам достигало 1000 м, а максимальное прогибание во впадине превышало 4000 м. Развитие сбросов и интенсивное накопление флиша происходили одновременно, как можно судить по резкому возрастанию мощности отдельных стратиграфических подразделений при переходе через линию сброса [23, 40]. Сбросы не смещают самых верхних горизонтов пенсильванских отложений.

Основные видимые на поверхности структуры впадины Аркома — широкие, несколько коробчатые синклинали, разделенные относительно узкими антиклиналями. Замки многих антиклиналей рассечены поверхностями надвигов, которые развиты также под складками [40]. Надвиги смещают самые молодые пенсильванские толщи; полагают, что они смещают некоторые из развившихся ранее сбросов или совпадают с ними [6].

Фронтальная зона. Надвиг Чокто (фиг. 2, 3) обычно принимается за границу между впадиной Аркома и фронтальной зоной Уошито. Во фронтальной зоне основание круто погружается на юг, достигая глубины около 10 000 м [17]. Клейн [8] полагает, что наклонная поверхность основания служила для надвигов упором, заставляя их поворачивать вверх к поверхности, но фундамент надвиги не затрагивали, что обычно для форландов. В оклахомской части фронтальной зоны с многочисленными опрокинутыми на север складками связаны чешуйчатые надвиги, однако у поверхности надвиги имеют крутые падения, вплоть до вертикальных. Суммарная амплитуда надвигания с перемещением к северу превышает 80 км [26].

Вероятно, наиболее примечательной особенностью фронтальной зоны является район Потейто-Хиллс, где лептогеосинклинальные(?) отложения залегают почти на поверхности. Мизер [44] считал этот район окаймленным надвигами окном, тогда как другие исследователи рассматривали его как антиклинорий. Хопкинс [30] сделал вывод о существовании широкого поднятия основания (фиг. 3) и описал надвиги на его северном склоне как гравитационные. Арбенц [1], который использовал данные более поздних съемок и анализ ископаемой пыльцы из скважины, пробуренной «Синклер Ойл Компани» в 1959 г., предложил другую интерпретацию, подкрепляющую представления Мизера о Потейто-Хиллс как о тектоническом окне (фиг. 4, *а*).

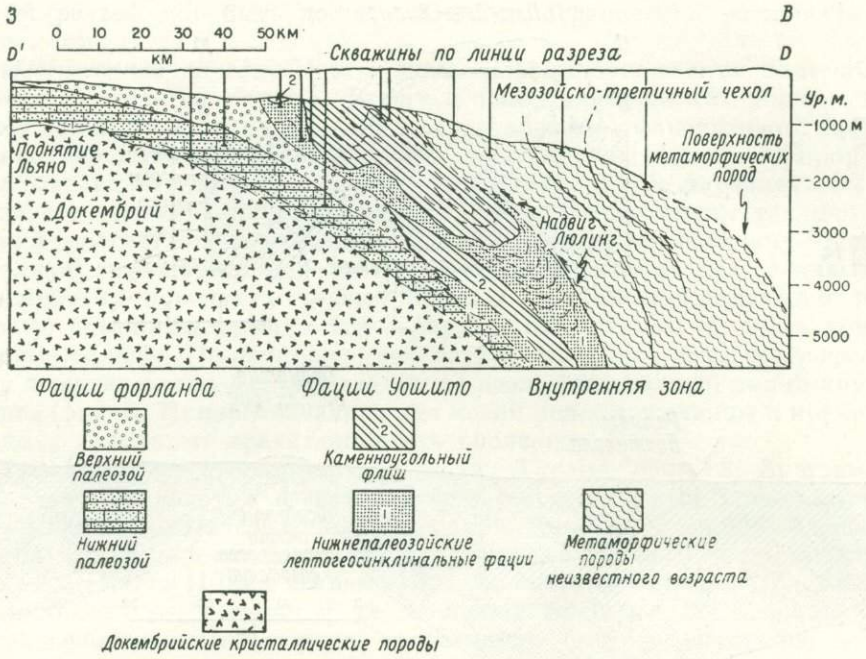


Фиг. 4.

а — разрез *B'B* через Потейто-Хиллс [1, с изменениями]; *б* — разрез *C'C* через Брокен-Боу [29, с изменениями]. Местоположение разрезов см. на фиг. 2.
Лептогеосинклинальные фации (дораннемиссисипские): *1* — верхние формации (новакулиты Арканзас, сланцы Миссури-Маунтин, роговики Биг-Форк); *1а* — нижние формации (сланцы Уомбл, песчаники Блейкли, сланцы Мазарн, песчаники Кристал-Маунтин, сланцы Коллиер). Ур. м. — уровень моря.

Арбенц предполагает, что первоначально плоские поверхности надвигов были впоследствии смяты в складки при развитии надвигов на более глубоком уровне, что привело к надвиганию лежачих складок лептогеосинклинальных(?) слоев на миссисипский флиш; эти надвиги представляют собой, таким образом, главные разрывные нарушения данного района. Трудно сказать, являются ли лежачие складки антиклиналями или синклиналями; на поперечном профиле (фиг. 4, *а*) они произвольно показаны как антиклинали. Поскольку ниже крупных надвигов Потейто-Хиллс лежит миссисипский флиш, по-видимому, не остается достаточного пространства для значительного поднятия основания. Против поднятия говорит также отрицательная гравитационная аномалия в 100 мгал, характерная для этой части фронтальной зоны Уошито [36, 31].

Фронтальная зона протягивается на восток в Арканзас, где наиболее выдающиеся структурные элементы представлены складками и надвигами. Основные надвиги доходят до третичного чехла и, возможно, «подстилают» большинство складок в каменноугольном флише. В крайней восточной части Уошито между зоной надвигов и складок и поднятием Бентон — Брокен-Боу располагается широкая зона верхнемиссисипского флиша — хаотическая зона Момелл, в пределах которой структуры совершенно не ориентированы. Рекогносцировочные наблюдения показывают, что хаотическая зона, возможно, является картируемым комплексом верхнемиссисипского флиша и протягивается вдоль всего северного фронта Уошито в Арканзасе (Хейли и Стоун, 1971, личное сообщение). По-видимому, в Оклахоме она отсутствует, поскольку не упоминается в отчетах, описывающих территорию между Потейто-Хиллс и поднятием Брокен-Боу [54, 8].



Фиг. 5. Разрез *D'D* пояса Уошито Техаса [18, с небольшими изменениями].
Местоположение разреза см. на фиг. 2. Ур. м. — уровень моря.

Поднятие Бентон — Брокен-Боу и внутренняя зона в Техасе. Поднятие Бентон — Брокен-Боу, сложенное породами, возраст которых колеблется от предположительно позднекембрийского до раннемиссисипского, образует ядро гор Уошито. По своему характеру деформации здесь резко отличаются от деформаций пояса чешуйчатых надвигов на севере, поскольку почти в каждом обнажении видны тесно сжатые складки и хорошо выраженный кливаж. В западном направлении эти более древние палеозойские толщи последний раз обнажаются в районе Брокен-Боу в Оклахоме, но данные многочисленных буровых скважин показывают, что на глубине в Техасе прослеживается зона слабого метаморфизма, которая охватывает поднятие Льяно и протягивается в направлении поднятия Маратон (фиг. 1, 5). В общем степень метаморфизма несколько выше, чем в поднятии Бентон — Брокен-Боу. Флоун (1961) относит залегающие на глубине метаморфические породы к внутренней зоне Уошито и противопоставляет их каменноугольным отложениям фронтальной зоны. Отмечая сходство литологии и структурного положения, он пытается коррелировать метаморфические толщи внутренней зоны с нижнепалеозойскими отложениями поднятия Бентон — Брокен-Боу, как это делали более ранние исследователи [22]. Поскольку радиометрические данные отражают только позднепалеозойскую перекристаллизацию, это определение не может быть абсолютно надежным.

Флоун [16, стр. 22] определил погребенный контакт внутренней зоны с фронтальной зоной в Техасе как «надвиговый фронт Люлинг» и высказал предположение о наличии крупных опрокинутых складок и, возможно, даже покровов. В поясе Уошито Арканзаса и Оклахомы надвиговый фронт Люлинг еще не обнаружен, хотя уже имеются данные об аллохтонности поднятия Бентон — Брокен-Боу.

История развития представлений о районе Брокен-Боу (фиг. 2), известном также как антиклинорий Чокто, аналогична истории развития представлений о районе Потейто-Хиллс. Вначале Хонесс [29] описал в районе

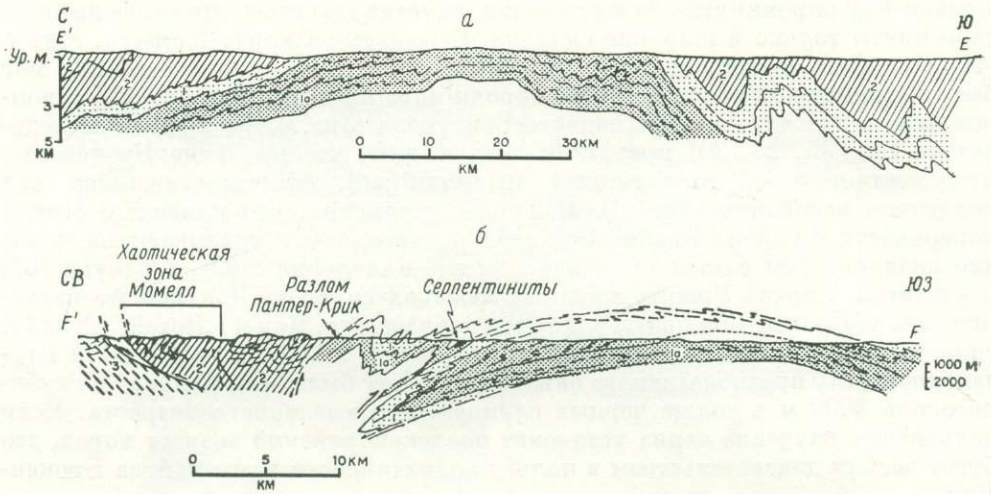
Брокен-Боу опрокинутые на юг складки, заметив при этом, что более древние слои смяты только в широкие складки. Ссылаясь на карту Хонесса, Мизер [44] высказал предположение, что вывод о структурном несогласии мог быть сделан на том основании, что породы ядра представляют собой эрозионное окно в изогнутом вверх надвиге Боктукола (фиг. 4, *б*). Другие исследователи [50, 45, 24, 30] пришли к заключению, что поднятие Брокен-Боу представляет собой автохтонный антиклинорий, сформировавшийся над поднятием основания (фиг. 3). Бэкон [3] установил, что кливаж и осевые поверхности в районе Брокен-Боу субгоризонтальны и указывают на лежачие складки. Тем самым он подкрепил представления Виле и Стоуна [63] о развитии в поясе Уошито крупных лежачих складок. Дальнейшее изучение района Брокен-Боу подтвердило эти наблюдения. Как и в Потейто-Хиллс, спор частично решили данные бурения, так как в 1970 г. скважина в юго-западном углу предполагаемого окна Брокен-Боу была остановлена на глубине около 3000 м в толще черных сланцев неопределенного возраста. Если дальнейшее изучение керна установит послекембрийский возраст пород, это будет веским доказательством в пользу аллохтонности всего района Брокен-Боу.

Зона плато Атенс. В этом разделе описаны все каменноугольные толщи, распространенные южнее поднятия Бентон — Брокен-Боу. Зона плато Атенс включает синклинорий Мазарн (фиг. 2), который содержит более 3500 м [35, стр. 41] миссисипского флиша, смятого в складки и рассеченного разрывами, и окаймляется с севера и юга интенсивно складчатыми толщами нижнего палеозоя. Вдоль северного и восточного бортов впадины флиш обнаруживает признаки слабого метаморфизма, однако с севера на юг степень метаморфизма уменьшается. В северной части синклинория складки опрокинуты на юго-восток; складки южной половины, в горах Треп-Маунтинс (фиг. 2), обладают вертикальными осевыми поверхностями или опрокинуты на север, показывая, что в крупном плане антиклинорий представляет собой опрокинутую веерообразную складку [52]. К югу от Треп-Маунтинс развито много складок и надвигов (Хейли и Стоун, 1971, устное сообщение), но степень сжатости складчатости уменьшается, и там, где обнажаются последний раз неметаморфизованные каменноугольные отложения, складки почти гомоклинально погружаются на юг под перекрывающие их отложения Прибрежной равнины Мексиканского залива.

Собственно плато Атенс располагается южнее синклинория Мазарн и слагается в основном неметаморфизованным каменноугольным флишем, который имеет здесь мощность до 7900 м [25, стр. 384]. Карты и разрезы плато Атенс, составленные Уолтелом [64], показывают наличие многочисленных складок и надвигов, количество которых к югу уменьшается. В северной части плато, близ поднятия Бентон — Брокен-Боу, доминирующими структурами являются опрокинутые на север антиклинали, секущиеся крутыми взбросами с южным падением. Аналогичные разломы имеются и в южной части, но падение пластов здесь преимущественно южное.

Восточные Уошито. *Структура лептогеосинклинальных отложений.* Несмотря на то что Мизер [44] установил надвиги, секущие толщи нижнего палеозоя в Оклахоме, на его картах и разрезах Арканзаса показана широкая антиклинорная структура, сложенная складками, опрокинутыми на север и на юг (фиг. 6, *а*). Мизер не опубликовал карт самой восточной части гор Уошито, но, руководствуясь его концепцией, весь хребет стали трактовать как антиклинорий [13, стр. 227].

В настоящем антиклинории осевые поверхности и плоскости кливажа должны быть вертикальными или образовывать веер вокруг вертикали. Поэтому с целью проверки гипотезы по всем Восточным Уошито производились замеры залегания слоев, кливажа и осевых поверхностей многочисленных мелких складок. Они все оказались пологими или только слегка сводо-



Фиг. 6.

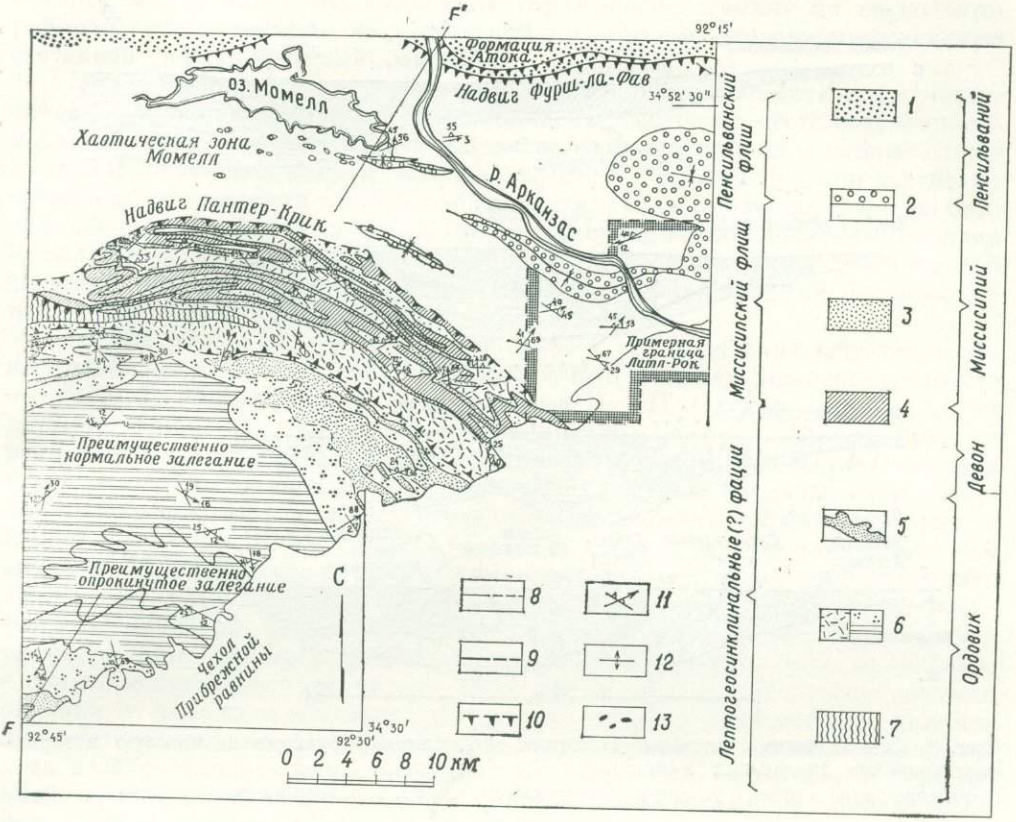
а — разрез *E'E* зоны Уошито западного Арканзаса (западное окончание поднятия Бентон) [44]; *б* — разрез *F'F* Восточных Уошито (восточное окончание поднятия Бентон). Местоположение разрезов и условные обозначения см. на фиг. 2 и 4. Ур. м. — уровень моря.

образными. Вследствие этого был сделан вывод [63, 61], что восточная часть поднятия Бентон — Брокен-Боу представляет собой одну или несколько крупных сводообразно изогнутых лежачих складок, или покровов (поскольку американцы часто используют термин «покров» в узком смысле), которые перемещались с юга на север, погружаясь в северном направлении. Мои первоначальные профили, хотя в общем и правильные, были несколько поспешными, и дальнейшие исследования показали, что структура гораздо сложнее.

На лежачие складки наложена вторая система складок с северо-восточным — юго-западным простиранием, которые в основном параллельны опрокинутым на юго-восток складкам северного крыла синклинория Мазарн. Местами вдоль северного крыла сформировался кливаж, связанный с плойчатостью второй генерации. На более ранние структуры наложено также широкое сводообразное воздымание вдоль общего простирания поднятия Бентон — Брокен-Боу. Последующие эпизоды складчатости создали складки, наклоненные в обратную сторону [59, стр. 118—120]. Только изредка можно встретить линию шарнира, параллельную или приблизительно параллельную простиранию осевой поверхности. На фиг. 7 вариации в характере складок иллюстрируются данными о положении осевых поверхностей и отклонении линий шарнира.

Спроектированные на вертикальный разрез складки располагаются в следующей общей последовательности (фиг. 6, *б*): 1) в крайней правой части разреза по стратиграфической последовательности и направлению поворота осложняющих складок среднего размера устанавливается пакет почти лежачих складок с наклоном по восстанию зеркала складчатости, опрокинутых на северо-восток; 2) зона, образованная перевернутым крылом лежачей складки, осевая поверхность которой расположена над поверхностью земли; 3) в центре разреза справа — широкая зона верхнего крыла лежачей складки, представленного пакетом «ныряющих» складок меньшего размера; осевая поверхность складки вновь ныряет под поверхность земли; 4) в центре разреза слева — пакет сжатых острых складок, наклоненных в направлении восстания зеркала складчатости и опрокинутых на юго-запад.

Мои ранние представления о том, что самая восточная часть гор Уошито является ядром покрова [61, стр. 264], получили подтверждение после того,

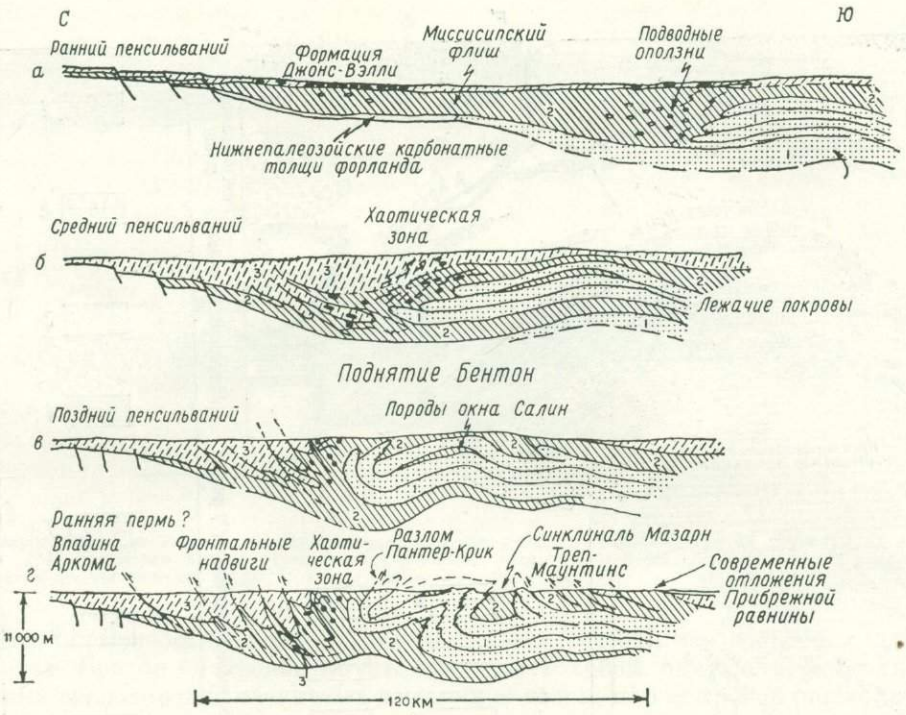


Фиг. 7. Геологическая карта Восточных Уошито.

Составлена Виле по неопубликованным картам Стерлинга, Стоуна и Холбрука (Арканзасская геологическая комиссия). Разрез *F'F* см. на фиг. 6, *б*.
1 — формация Атока: песчаники, алевролиты и сланцы, песчаники от тонко- до толстослоистых, с градационной слоистостью и иероглифами, слюдистые, мощность 2300—3000 м; *2* — песчаники Джекфорк: в средней части толстослоистые, массивные, кварцитоподобные песчаники, в нижней части аргиллиты от серых до черных, местами сланцеватые или хаотические, содержащие оползневые массы песчаников, мощность 2500 м (?); *3* — сланцы Стэнли: зеленовато-серые, сланцеватые глинистые сланцы с многочисленными линзами слюдистых песчаников, мощность 2000—2500 м (?); *4* — новакулиты Арканзас: в верхней и нижней частях мощные массивные новакулиты, в средней части кремнистые аргиллиты от серого до белого цвета (новакулит — белый, преимущественно тонкокристаллический кварц, содержащий радиолярии и сапропелевый материал), мощность 50—200 м; *5* — роговики Биг-Форк: переслаивание роговиков и аргиллитов, роговики серые до черных с красноватым оттенком, аргиллиты черные до светло-серых, местами карбонатные, мощность 60—200 м; *6* — глинистые сланцы Уомбл: в верхних $^2/_3$ толщи черные листоватые сланцы, местами с прослоями известняков и песчаников с фосфоритами, в нижней трети тонкослоистые черные глинистые сланцы и микритовые известняки, характерны граптолиты, мощность 300—600 м; *7* — песчаники Блейкли: серые глинистые сланцы с красноватым оттенком, местами переслаиваются с линзами тонко-и среднезернистых кварцевых песчаников с гальками кремнистых сланцев, известняков и гранитов, мощность 100—300 м; *8* — контакты; *9* — крутые разломы; *10* — надвиги (пунктиром показано предполагаемое местонахождение контактов, разломов и надвигов); *11* — положение осевой поверхности, отклонение оси складки, поворот складки при наблюдении в направлении погружения; *12* — синклинали; *13* — серпентиниты: сильно измененные с грубой зональностью, от контакта к центру тальковые сланцы сменяются тальковыми доломитами, а затем серпентинитами; доломиты содержат никель.

как Хейли из Геологической службы США и Стоун из Арканзасской геологической комиссии обнаружили вдоль Салин-Ривер окно (фиг. 2) (западнее территории, изображенной на фиг. 7). Миссисипские сланцы Стэнли обнажаются структурно ниже нижнепалеозойских толщ. Направление поворота лежачих складок и преломление плоскостей кливажа в этом комплексе указывают на существование верхнего крыла второй, расположенной ниже лежачей складки, антиклинальный замок которой находится севернее.

Структура каменноугольных отложений. Надвиг Пантер-Крик, несмотря на то что по простиранию он пересекает разные стратиграфические горизонты (фиг. 6, *б*, 7), в общем отделяет нижний палеозой от верхнего. К северу и северо-востоку от разлома в полосе шириной 4—8 км флиш миссисипской



Фиг. 8. Схематические разрезы по линии $G'G$, иллюстрирующие возможную историю формирования Восточных Уошито.

Положение линии разреза и условные обозначения см. на фиг. 2, пояснения даны в тексте.

формации Джекфорк характеризуется такой же геометрией складок и кливажа, как и нижнепалеозойские толщи к югу от него (острые складки). Однако севернее этой зоны со складками и кливажом структура совершенно изменяется, так как здесь мы оказываемся в упоминавшейся выше хаотической зоне Момелл, а в формации Джекфорк можно наблюдать многочисленные примеры гравитационного скольжения. Искривленные и закрученные сланцы с совершенно неориентированными структурами вдоль южного края озера Момелл содержат многочисленные изолированные включения песчаников различных размеров. Местами сланцы диапироподобно внедряются в тела песчаников, которые могут иметь округлую, блокообразную или сложно складчатую форму.

От этих тел резко отличаются толстослоистые массивные правильно складчатые пласты песчаников, перекрывающие сланцы с хаотическим строением западнее и восточнее Литл-Рок. Складки в основном сжатые, синклинали несколько опрокинуты на юг, а севернее становятся более открытыми и менее наклоненными. Там, где контакт между массивными песчаниками и сланцами обнажен, он явно тектонический, а выполненные кварцем трещины растяжения в подстилающих сланцах [43, 14] указывают на относительное смещение песчаников к северу. Нисходящий каскад складок обнажается непосредственно к югу от надвига Фурш-ла-Фав (фиг. 7). Хорошо выраженные иероглифы и градационная слоистость позволяют безошибочно судить о положении напластования; по складкам устанавливается опрокидывание на север. Надвиги с северным направлением движения маркируют контакт между миссисипским и пенсильванским флишем.

Тектоническая история и роль силы тяжести. Изображенная на фиг. 8 серия схематических разрезов иллюстрирует последовательность событий,

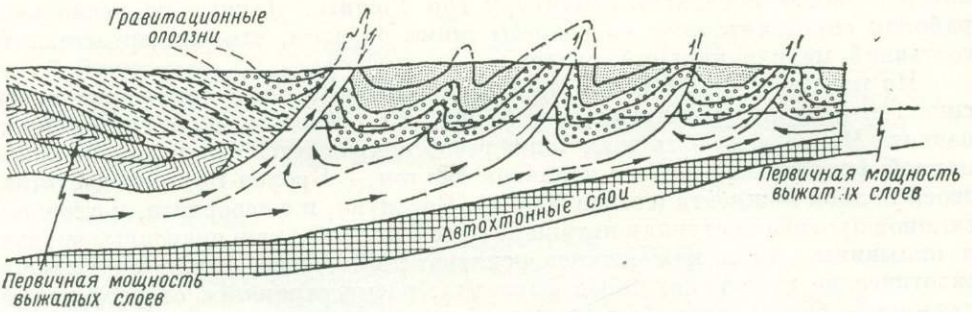
которая может объяснить структуру гор Уошито. Данные по нескольким районам спроектированы на разрезы таким образом, что они представляют составной меридиональный разрез.

На разрезе *а* фиг. 8 показано строение области после отложения миссисипского и нижнепенсильванского флиша. На севере на месте современного надвига Чокто мощность этих толщ резко сокращается, но в районе современной фронтальной зоны и поднятия Бентон — Брокен-Боу они достигают своей полной мощности (свыше 5000 м). Вероятно, и с северного, и с южного склонов прогиба поступали питавшие миссисипский флиш подводные оползни и оплывины, тогда как нижнепенсильванский дикий флиш, содержащий экзотические включения пород форланда, распространялся от разделенных разломами блоков вдоль северного края прогиба.

До сих пор не делалось попыток связать эти оползания каменноугольных отложений со становлением покровов, слагающихся нижнепалеозойскими лептогеосинклинальными (?) толщами [64, 47]. Однако если мы хотим принять концепцию аллохтонности поднятия Бентон — Брокен-Боу, то прежде всего следует рассмотреть палинспастическое положение покровов в раннекаменноугольное время. Глубокое прогибание впадины, куда поступал миссисипский флиш, присутствие галек метаморфических пород во флише и сами гравитационные оползания — все это свидетельствует о тектонической активности. Возможно, покровы нижнепалеозойских отложений двигались на глубине с юга на север, но они еще не достигли местоположения современного поднятия Бентон — Брокен-Боу. Если бы покровы находились на месте этого поднятия уже перед отложением миссисипского комплекса, с перемещением покрова нельзя было бы связывать ни гравитационные оползни в нижних комплексах флиша, ни позднепенсильванские надвиги во фронтальном поясе [28]. Более того, если движение покровов ограничивалось позднепенсильванским временем, т. е. было одновременным с надвиганием, гравитационное оползание в нижнем флише также не должно было быть связано с перемещением покрова. Кажется более вероятным, что тектонический процесс был синхронным с седиментацией; вопрос в том, как это осуществлялось.

Возможно, что по мере перемещения покровов они свободно изгибались на глубине, поднимая покрывающие их толщи и создавая, таким образом, подводные поднятия. Скольжение к северу масс миссисипского флиша происходило одновременно с седиментацией и тектоническим переносом. Область современного фронтального пояса, а позже и впадина Аркома прогибались быстро; вероятно, прогибание было связано со смещением передового прогиба к северу. Основание погрузилось до глубины около 10 000 м, и по образовавшемуся структурному склону вниз и на север перемещались покровы. В Восточных Уошито миссисипские толщи соскальзывали с покровов в передовой прогиб, образуя хаотическую зону Момелл. Сланцы, которые уже содержали оползневые массы, при перемещении передового прогиба к северу были вновь приподняты и вновь соскальзывали по склону, захватывая с собой пласты песчаников. Благодаря своей мощности и относительно слабой пластичности песчаники не подвергались дезинтеграции. Некоторые из них были вовлечены в процесс складчатости в подстилающих сланцах, другие сместились вниз по склону, образовав каскад ныряющих складок. Подразумевается, что существовала свободная верхняя поверхность.

На разрезе *б* фиг. 8 показана зона Уошито после отложения пенсильванского флиша, слагающего формацию Атока; разрез иллюстрирует также трудности, возникающие при точной датировке оползания. Формация Атока фронтального пояса не содержит крупных оползневых масс, и породы этой формации отсутствуют в хаотической зоне Момелл. Если оползание предшествовало отложению формации Атока, последняя должна залегать несогласно на более древних толщах. Действительно, Хендрикс [28, стр. 54]



Фиг. 9. Чешуйчатое надвигание за счет нагружения и расширения зоны срыва.
Можно ли суммировать стратиграфические смещения по отдельным разломам для оценки общего сокращения?

описал перекрытие формацией Атока нижнепенсильванских и миссисипских отложений на крайнем западе зоны Уошито. Однако данные об осушении территории недоказательны, и многие исследователи сомневаются в этом (Хейли и Стоун, 1971, устное сообщение). Существуют и другие возможности. Современный фронтальный пояс во время отложения формации Атока мог располагаться севернее оси прогиба, вследствие чего сюда не поступали оползни с юга. Возможно также, что оползневые образования в формации Атока погребены в хаотической зоне Момелл или что они были размыты в области современного поднятия Бентон — Брокен-Боу. Для подтверждения концепции конседиментационной тектоники на разрезе условно показаны оползни в толще пород Атока и погребенные отложения этой формации в хаотической зоне Момелл.

В Восточных Уошито повсюду контакт между миссисипским и пенсильванским флишем является надвиговым. Поскольку в мощной толще водонасыщенных глинистых отложений сжимающие напряжения не могли быть переданы на большое расстояние, предусматривается механизм растяжения, связанный с ныряющими покровами и гравитационными оползнями, как показано на фиг. 9. Он аналогичен механизму, предложенному Прайсом и Маунтджоем [51] для Скалистых гор Канады. На разрезах *б* и *в* фиг. 8 показаны покровы, ныряющие в передовой прогиб и перекрывающие каменноугольный флиш. Соскальзывание аналогичных каменноугольных толщ с висячего бока покровов и одновременная седиментация увеличивают нагрузку. Все вместе это действует как поршень, выжимающий выполняющие впадину отложения на север и вверх по склону. Поверхности скольжения в выжатых массах представляют собой надвиги. Рост надвигов начался с начального нагружения толщ, выполнявших впадину, и продолжался в течение всего каменноугольного периода, поскольку движения покровов, гравитационных оползней и седиментация все время наращивали нагрузку. Тот факт, что надвиги секут самые молодые каменноугольные толщи, означает только, что надвигание продолжалось в позднекаменноугольное время, но не ограничивает надвигание этим временем.

Если надвиги фронтального пояса Уошито приводились в движение гравитационным нагружением, то они должны были образовываться под современной хаотической зоной Момелл и северным краем поднятия Бентон—Брокен-Боу. Как согласовать с этим установленное укорочение во фронтальном поясе, превышающее 80 км [28, стр. 50]? Такая оценка была получена при суммировании амплитуд смещения по каждому разлому. Однако, если отдельные разломы образуются в пережатых и раздавленных сланцевых телах, сумма смещений по ним не может быть мерой общего сокращения. Перемещение надвиговых пластин осуществляется не посредством простого перекрытия отдельных пластин, двигающихся вдоль исчезающе тонких поверх-

ностей скалывания, а за счет внутренней деформации в пределах мощной зоны срыва. Надвиги не только совпадают с зоной срыва; они существуют вследствие ее пережимания и течения [61]. Этот механизм допускает минимальное значение общего горизонтального перемещения в тыловой части пояса чешуйчатых надвигов.

Перейдем теперь к покровам нижнепалеозойских лептогеосинклинальных (?) толщ. На разрезе *в* фиг. 8 видно, что вдоль северо-восточного края поднятия Бентон — Брокен-Боу разрез усложняется. Это один из наиболее запутанных вопросов, относящихся к структуре гор Уошито. Региональная дугообразная изогнутость структуры (фиг. 1), сейсмические разрезы и материалы современного бурения во внутренней зоне Техаса [53] и в районах Потейто-Хиллс и Брокен-Боу, надвигание фронтальной зоны и поворот складок в широких поясах распространения нижнепалеозойских отложений — все это указывает на северное или западное движение аллохтонных пластин (по направлению к платформе). Тем не менее вдоль северо-восточного края поднятия Бентон — Брокен-Боу и по всей территории Западных Уошито складки опрокинуты на юг и юго-восток, что свидетельствует о противоположном направлении движения. Этот парадокс нельзя объяснить лишь поздней стадией смятия и формирования разломов в стратиграфически правильной вертикальной последовательности покровов, поскольку в Восточных Уошито она не объясняет прослеживающееся с северо-востока на юго-запад чередование нормальных складок, складок, обращенных подошвами слоев вверх, и вновь нормальных складок (фиг. 6, *б*, 7).

Кроме указанных, имеются и данные, которые также подтверждают гипотезу закручивания (involution) для северо-восточной части пояса Уошито. Породы этой области интенсивно раскливажированы, сжаты в тесные складки и сильно перекристаллизованы, что аномально для континентальной стороны складчатого пояса. Интенсивно складчатый и раскливажированный флиш в окне Салин указывает на возможность наличия более глубоких аллохтонных пластин. С разломом Пантер-Крик к западу от Литл-Рок (фиг. 7) связан крупный структурный перерыв, который отделяет нижнепалеозойские комплексы от верхнемиссисипского флиша. Он не выходит на поверхность, но все другие плоскости тектонических нарушений, включая многочисленные более мелкие разрывы, имеют в этом районе северо-восточное падение. Вследствие этого и для данного разлома принимается в общем северное или северо-восточное падение. Но в таком случае должен существовать либо сброс, падающий к югу, что было бы уникальным для этого района, либо крупный надвиг с падением к югу, что противоречило бы общему направлению тектонического переноса. Представление о разрыве имеет смысл только в том случае, если допустить поворот в южном направлении.

Представление о закручивании согласуется с гипотезой гравитационного нагружения, вызываемого погружающимися к северу покровами. Более глубокие покровы расплющиваются и прокатываются под весом верхних покровов, несущих груз каменноугольного флиша. Концепция закручивания фронтальных покровов восходит к классическим профилям Аргана через Пеннинские покровы [2].

Последний разрез (профиль *г* на фиг. 8) отображает усиление всех тектонических особенностей к концу пенсильванского времени и, возможно, в ранней перми [28]. Продолжающееся движение к северу и последующее воздымание сводообразно изогнули поднятие Бентон — Брокен-Боу; складки северного края синклинория Мазарн были опрокинуты на юг; фронтальные покровы и, возможно, хаотическая зона были продвинуты дальше и закручены к югу, а продолжающееся распространение надвигов сместило теперь самые молодые пенсильванские толщи впадины Аркома. Эти поздние деформации усилили также повсеместное отклонение складок в Восточных Уошито. На юге синклинория Мазарн были надвинуты до современного положения

структуры Треп-Маунтинс, а еще южнее другие надвиги сместили каменноугольные отложения. Сделана попытка учесть существование в южном Арканзасе на глубине еще других систем нижнепалеозойских покровов.

Выводы. Орогенез гор Уошито характеризуется несколькими типами деформации. Вначале под мощным чехлом осадков в результате скольжения покровов к северу и их внутренней деформации длина слоев увеличилась, возможно, в несколько раз по сравнению с первоначальной. Погружение покровов и хаотическое гравитационное соскальзывание осадочных толщ с висячих боков покровов перегружали выполнявшие впадину мягкие глинистые толщи и обусловливало возникновение в них надвигов, распространявшихся на северный борт впадины. Более высокие покровы, «ныряющие» на поверхность более низких покровов, подворачивались с вращением к югу. Только самые последние стадии орогенеза были главным образом фазами сжатия и вызвали сокращение и изгибание всего складчатого пояса.

Несмотря на неоднократные деформации структуры нижнепалеозойских толщ характеризуются значительной степенью упорядоченности. В любой области они обнаруживают общие для всей толщи особенности — возможно, как результат деформации под нагрузкой. Существуют локализованные деформации. Структуры, непосредственно связанные с поверхностным гравитационным скольжением, ограничены хаотической зоной Момелл вдоль северного края складчатого пояса. Эти структуры беспорядочны и отличаются только общим северным направлением перемещения. Хотя они имеют значительную протяженность и прекрасно выражены, но представляют собой только второстепенную орогеническую структуру, как и надвиги фронтального пояса. Структурами первого порядка являлись глубинные покровы, изгибавшиеся и двигавшиеся вниз по структурному склону геосинклинального прогиба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arbenz J. K.*, Structural geology of the Potato Hills, Ouachita Mountains, Oklahoma, in: *Cline L. M.*, ed., Geology of the western Arkoma Basin and Ouachita Mountains, Oklahoma, Okla. City Geol. Soc. Guidebook, pp. 109—121, 1968.
2. *Argand E.*, Sur l'arc des Alpes Occidentales, Eclog. Geol. Helv., **14**, pp. 145—191, 1916.
3. *Bacon J.*, A fabric study of the core of the Oklahoma Ouachita Mountains, Tulsa Univ., unpublished manuscript, 10 p., 1967.
4. *Berry W. B. N.*, Depositional environment of the Ordovician succession in the Marathon region, Texas, Journ. Sed. Petrol., **28**, pp. 389—405, 1958.
5. *Briggs G., Cline C. M.*, Paleocurrents and source areas of late Paleozoic sediments of the Ouachita Mountains, southeastern Oklahoma, Journ. Sed. Petrol., **37**, pp. 985—1000, 1967.
6. *Buchanan R. S., Johnson F. K.*, Bonanza gas field — A model for Arkoma Basin growth faulting, in: *Cline L. M.*, ed., Geology of the western Arkoma Basin and Ouachita Mountains, Oklahoma, Okla. City Geol. Soc. Guidebook, pp. 75—85, 1968.
7. *Chamberlain C. K.*, Bathymetry and paleoecology of Ouachita geosyncline of southeastern Oklahoma as determined from trace fossils, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **55**, pp. 34—50, 1971.
8. *Cline L. M.*, Stratigraphy of the late Paleozoic rocks of the Ouachita Mountains, Oklahoma, Okla. Geol. Survey Bull., 85, 113 p., 1960.
9. *Cline L. M.*, Late Paleozoic rocks of Ouachita Mountains, a flysch facies, in: Field conference on flysch facies and structure of the Ouachita Mountains, Kansas Geol. Soc. Guidebook, 29th, pp. 91—111, 1966.
10. *Cline L. M.*, Comparison of main geologic features of Arkoma Basin and Ouachita Mountains, Southeastern Oklahoma, in: *Cline L. M.*, ed., Geology of the western Arkoma Basin and Ouachita Mountains, Oklahoma, Okla. Geol. Soc. Guidebook, pp. 63—74, 1968.
11. *Cline L. M.*, Sedimentary features of Late Paleozoic flysch, Ouachita Mountains, Oklahoma, Geol. Assoc. Can. Special Paper 7, pp. 85—101, 1970.
12. *Decker C. E.*, Correlation of lower Paleozoic formation of the Arbuckle and Ouachita areas as indicated by graptolite zones, in: *Cline L. M., and others*, eds., The geology of

the Ouachita Mountains — A symposium, Dallas and Ardmore Geol. Soc. Guidebook, pp. 92—96, 1959.
13. *Eardley A. J.*, Structural geology of North America, New York, Harper and Row, 743 p., 1962 [см. русский перевод: *Ирдли А.*, Структурная геология Северной Америки, ИЛ, М., 1954].
14. *Engel A. E. J.*, Quartz crystal deposits of western Arkansas, U.S. Geol. Survey Bull. 973, pp. 173—260, 1952.
15. *Erickson R. L., Blade L. V.*, Geochemistry and petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas, U.S., Geol. Survey Prof. Paper 425, 95 p., 1963.
16. *Flawn P. T.*, The Ouachita structural belt, in: *Cline L. M., and others*, eds., The geology of the Ouachita Mountains — A symposium, Dallas and Ardmore Geol. Soc. Guidebook, pp. 20—29, 1959.
17. *Flawn P. T.*, chm., Basement map of North America, between latitude 24° and 60° N, Am. Assoc. Petrol. Geol.; U.S. Geol. Surv., scale 1 : 5 000 000, 1967.
18. *Flawn P. T., Goldstein A., Jr., King P. B., Weaver C. E.*, The Ouachita system, Texas Univ. Pub. 6120, Austin, 410 p., 1961.
19. *Folk R. L.*, Evidence of peritidal origin for part of the Caballos Novaculite (Devonian radiolarian chert), Marathon Basin, Texas (abst.), Geol. Soc. Am., Progr. Ann. Meetings, **2**, pp. 552—553, 1970.
20. *Goldstein A., Jr., Hendricks T. A.*, Siliceous sediments of Ouachita facies in Oklahoma, Geol. Soc. Am. Bull., **64**, pp. 421—442, 1953.
21. *Goldstein A., Jr., Hendricks T. A.*, Late Mississippian and Pennsylvanian sediments of Ouachita facies, Oklahoma, Texas, and Arkansas, in: *Branson C. G.*, ed., Pennsylvanian system in the United States, Am. Assoc. Petrol. Geol., pp. 385—430, 1962.
22. *Goldstein A., Jr., Reno D. H.*, Petrography and metamorphism of sediments of Ouachita facies, Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **36**, pp. 2275—2290, 1952.
23. *Haley B. R., Hendricks T. A.*, Geology of the Greenwood Quadrangle, Arkansas — Oklahoma, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 536-A, 15 p., 1968.
24. *Ham W. E.*, Correlation of pre-Stanley strata in the Arbuckle — Ouachita Mountain Region, in: *Cline L. M. and others*, eds., The Geology of the Ouachita Mountains — A Symposium, Dallas and Ardmore Geol. Soc. Guidebook, pp. 71—86, 1959.
25. *Ham W. E., Wislon J. L.*, Paleozoic epeirogeny and orogeny in the Central United States, Am. Journ. Sci., **265**, pp. 332—408, 1967.
26. *Harlton B. H.*, Ouachita chert facies, southeastern Oklahoma, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **37**, pp. 778—796, 1953.
27. *Hendricks T. A.*, Interpretation of Ouachita Mountains of Oklahoma as autochthonous folded belt, Preliminary report, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **42**, pp. 2757—2786, 1958.
28. *Hendricks T. A.*, Structure of the frontal belt of the Ouachita Mountains in: *Cline L. M. and others*, eds., The geology of the Ouachita Mountains — A symposium, Dallas and Ardmore Geol. Soc. Guidebook, pp. 44—56, 1959.
29. *Honess C. W.*, Geology of the southern Ouachita Mountains of Oklahoma, Okla. Geol. Survey Bull. 32, 1923.
30. *Hopkins H. R.*, Structural interpretation of the Ouachita Mountains, in: *Cline L. M.*, ed., Geology of the western Arkoma Basin and the Ouachita Mountains, Oklahoma, Okla. Gity Geol. Soc. Guidebook, pp. 104—108, 1968.
31. *Howell J. V., Lyons P. L.*, Oil and gas possibilities of the Ouachita Mountains, in: *Cline L. M., and others*, eds., The geology of the Ouachita Mountains — A symposium, Dallas and Ardmore Geol. Soc. Guidebook, pp. 57—61, 1959.
32. *King P. B.*, Further thoughts on tectonic framework of the southeastern United States, in: Lowry W. D., ed., Tectonics of the Southern Appalachians, Blacksburg, Virginia Polytechnic Inst., Dept. of Geol., Memoir 1, pp. 5—31, 1964.
33. *King P. B.*, compiler, Tectonic map of North America, U.S. Geol. Survey Map, 1969.
34. *King P. B.*, The tectonics of North America — A discussion to accompany the tectonic map of North America, scale 1 : 5 000 000, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 628, 94 p., 1969 [см. русский перевод: *Кинг Ф. Б.*, Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте, «Мир», М., 1972].
35. *Lee M. A.*, Structural analysis of the Mazarn synclinorium, Univ. of Missouri, unpubl. M. A. dissertation, 56 p., 1965.
36. *Lyons P. L.*, A gravity map of the United States, Tulsa Geol. Soc. Digest, **18**, pp. 33—43, 1951.
37. *McBride E. F.*, Statigraphy and sedimentology of the Woods Hollow Formation (Middle Ordovician), Trans-Pecos, Texas, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 2287—2302, 1964.
38. *McBride E. F.*, Stratigraphy and origin of Maravillas formation (Upper Ordovician), West Texas, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **54**, pp. 1719—1745, 1970.
39. *McBride E. F., Thomson A.*, The Caballos Novaculite, Marathon Region, Texas, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 122, 129 p., 1970.
40. *Merewether E. A., Haley B. R.*, Geology of the Coal Hill, Hartman, and Clarksville Quadrangles, Johnson County and vicinity, Arkansas, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 536-*C*, 27 p., 1969.

41. *Miser H. D.*, Structure of the Ouachita Mountains of Oklahoma and Arkansas, Okla. Geol. Survey Bull., **50**, 30 p., 1924.
42. *Miser H. D.*, Carboniferous rocks of Ouachita Mountains, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **18**, pp. 971—1009, 1934.
43. *Miser H. D.*, Quartz veins in the Ouachita Mountains of Arkansas and Oklahoma, their relations to structure, metamorphism, and metalliferous deposits, Econ. Geol., **38**, pp. 91—118, 1943.
44. *Miser H. D.*, *Purdue A. H.*, Geology of the DeQueen and Caddo Gap Quadrangles, Arkansas, U.S. Geol. Survey Bull. 808, 195 p., 1929.
45. *Misch P.*, *Oles K. F.*, Interpretation of Ouachita Mountains of Oklahoma as autochthonous folded belt, Preliminary report, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **41**, pp. 1899—1905, 1957.
46. *Morris R. C.*, Stratigraphy and sedimentology of Jackfork Group, Arkansas, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **55**, pp. 387—402, 1971.
47. *Morris R. C.*, Classification and interpretation of disturbed bedding types in Jackfork flysch rocks (upper Mississippian), Ouachita Mountains, Arkansas, Journ. Sed. Petrol., **41**, pp. 410—424, 1971.
48. *Park D. E.*, *Croneis C.*, Origin of Caballos and Arkansas Novaculite Formations, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **53**, pp. 94—111, 1969.
49. *Picha F.*, *Niem A. R.*, Distribution and extension of some flysch deposits, Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma (abs.), Geol. Soc. Am. Progr. Ann. Meeting, **2**, p. 653, 1970.
50. *Pitt W. D.*, Geology of the core of the Ouachita Mountains in Oklahoma, Okla. Geol. Survey Circular 34, 34 p., 1955.
51. *Price R. A.*, *Mountjoy E. W.*, Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca River-A progress report, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 6, pp. 7—25, 1970.
52. *Purdue A. H.*, *Miser H. D.*, Description of the Hot Springs district, U.S. Geol. Survey Geol. Atlas, Folio 216, 1923.
53. *Rozendal R. A.*, *Erskine W. S.*, Deep test in Ouachita structural belt of central Texas, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **55**, pp. 2008—2017, 1971.
54. *Shelburne O. B.*, Geology of the Boktukola syncline, southeastern Oklahoma, Okla. Geol. Survey Bull., 88, 84 p., 1960.
55. *Shideler G. L.*, Provenance of Johns Valley boulders in Late Paleozoic Ouachita facies, Southeastern Oklahoma and Southwestern Arkansas, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **54**, pp. 789—805, 1970.
56. *Sterling P. J.*, *Stone C. G.*, Nickel occurrences in soapstone deposits, Saline County, Arkansas, Econ. Geol., **56**, pp. 100—110, 1961.
57. *Stone C. G.*, The Atoka formation in the southeastern Arkansas Valley, Arkansas (abs.), Geol. Soc. Am. Spec. Paper 121, p. 413, 1968.
58. *Trümpy R.*, Paleotectonic evolution of the central and western Alps, Geol. Soc. Am. Bull., **71**, pp. 843—908, 1960 [см. русский перевод в кн. «Тектоника Альпийской области», «Мир», М., 1965].
59. *Turner F. J.*, *Weiss L. E.*, Structural analysis of metamorphic tectonites, New York, McGraw-Hill, 545 p., 1963.
60. *Van Bemmelen R. W.*, New views on East-Alpine orogenesis, Rept. 21st Sess. Int. Geol. Cong., pt. 18, pp. 99—116, 1960.
61. *Viele G. W.*, The regional structure of the Ouachita Mountains of Arkansas, a hypothesis, in: Field conference on flysch facies and structure of the Ouachita Mountains, Kansas Geol. Soc. Guidebook, 29th, pp. 245—278, 1966.
62. *Viele G. W.*, Displacement by flow in imbricate thrust fault belts (abs.), Geol. Soc. Am. Progr. Ann. Meetings, **2**, p. 302, 1970.
63. *Viele G. W.*, *Stone C. G.*, Structural geology of the Ouachita Mountains, Benton — Little Rock area, Arkansas (abs.), Geol. Soc. Am. Spec. Paper 82, p. 212, 1964.
64. *Walthall B. H.*, Stratigraphy and structure, part of Athens Plateau, souther Ouachitas, Arkansas, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **51**, pp. 504—528, 1967.
65. *Weaver C. E.*, Possible uses of clay minerals in search of oil, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **44**, pp. 1505—1518, 1960.

РАЗВИТИЕ БЕРЕГОВЫХ ХРЕБТОВ КАЛИФОРНИИ В МЕЗОЗОЕ (ПОВТОРНЫЙ ОБЗОР)

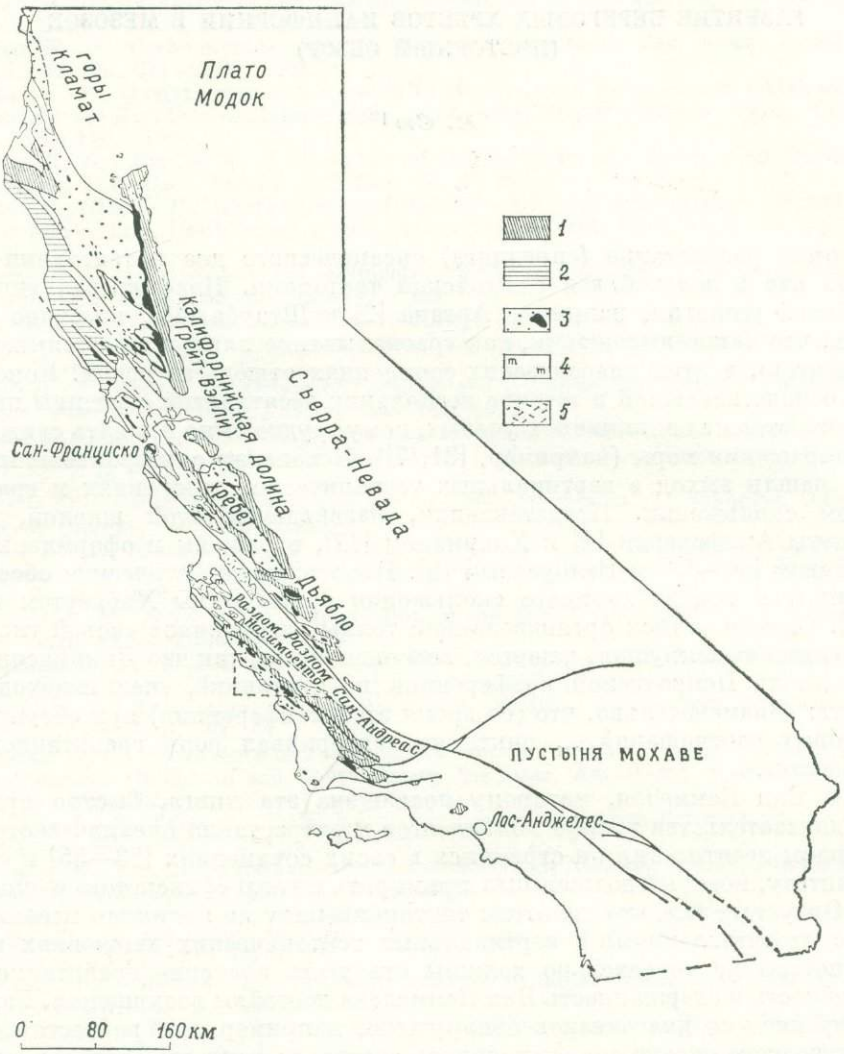
К. Сю [1]

Теория разрастания (спрединга) океанического дна и тектоники плит вернула нас в золотой век альпийской тектоники. Перечитывая гигантов альпийской геологии, например Аргана [2] и Штауба [46], нетрудно обнаружить, что такие выражения, как «раскалывание плит» или «столкновение континентов», в этих классических сочинениях отнюдь не редки. Консерватизм, господствовавший в течение нескольких десятилетий середины нынешнего века, отражал влияние тех ученых, кому трудно было принять свидетельства сокращения коры (например, [31, 7]). В поисках альтернативы многие из нас нашли выход в вертикальных тектонических движениях и гравитационном скольжении. Представления, развиваемые этой школой, были выдвинуты Ампферером [1] и Хаарманом [17], взращены и оформлены Ван Беммеленом [50—52] и Белоусовым [5]. Некоторые теоретические обоснования гипотезы гравитационного скольжения разработаны Хаббертом и Руби [27]. Однако натиск организованной толпы сторонников «новой глобальной тектоники» сокрушил, кажется, всю оппозицию, так что Диккинсон [11], руководитель Пенроузской конференции по тектонике, счел необходимым отметить: «Знаменательно, что (во время этой конференции) при обсуждении надвиговых соотношений ... никто не подчеркивал роли гравитационного скольжения».

Сам Ван Беммелен, которому посвящена эта книга, быстро признал новые доказательства дрейфа континентов и разрастания океанического дна. В прошлом десятилетии он стремился в своих сочинениях [53—55] к своего рода синтезу, который должен был примирить школы «фиксистов» и «мобилистов». Он установил, что гипотезы тектоники плит не являются несовместимыми с представлениями о вертикальных тектонических движениях и что эти гипотезы не обязательно должны отвергать значение гравитационных сил. Гибкость и сдержанность Ван Беммелена достойны восхищения. Глубинным бурением со дна океанов обнаружено, например, что разрастание дна Атлантического океана сопровождалось вертикальными движениями, амплитуда которых измеряется тысячами метров [25]. А одна из новейших гипотез тектоники плит постулирует, что гравитационные силы служат движущим механизмом перемещения плит [29, 30]; это в какой-то мере созвучно тому, что Ван Беммелен предложил на обсуждение в 1965 г.

Эволюция моего собственного мировоззрения вольно или невольно следовала по стопам Ван Беммелена. Я встретился с ним в Невшателе в 1966 г., где я представил на симпозиуме Вегманна доклад, посвященный одной рабочей гипотезе о мезозойской истории Береговых хребтов Калифорнии [19]. Тогда я был захвачен идеей привлечь гравитационное сползание для объяснения природы Францисканского меланжа. Меня, воспитанного в духе «фиксизма», восхищала концепция первичного и вторичного тектогенеза Хаармана — Ван Беммелена. Однако Ван Беммелен попытался склонить меня к признанию достоинств мобилистских доказательств дрейфа континентов. Тогда я отнесся к этому скептически и до тех пор не был полностью убежден в достоверности данных о разрастании океанического дна, пока не поработал в морской экспедиции, выполнявшей III рейс по Проекту

[1] Швейцарский федеральный технологический институт, Цюрих, Швейцария.

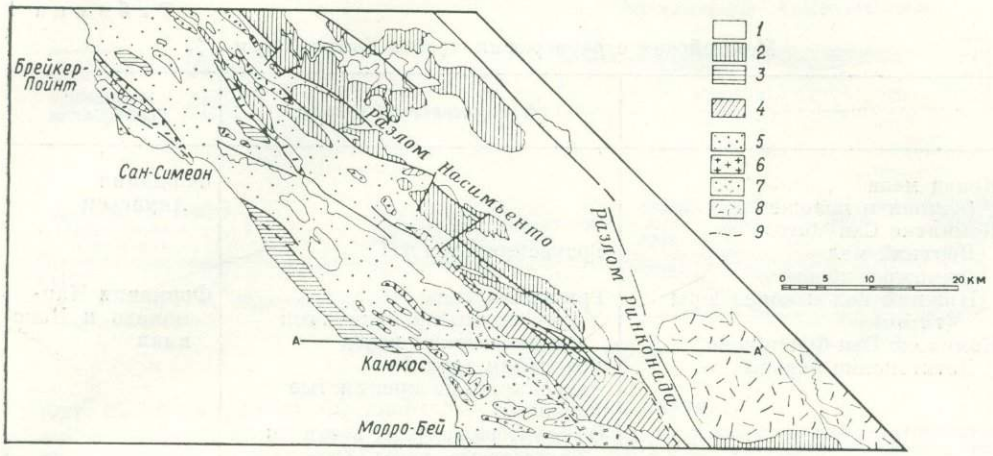


Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Береговых хребтов Калифорнии, на которой показано распространение главных мезозойских стратиграфических подразделений.

Область, показанная на фиг. 2 и 5, очерчена штриховой линией. *1* — комплекс Грейт-Валли (верхняя юра — верхний мел); *2* — «Францисканские породы Берегового пояса» (верхний мел); *3* — Францисканский меланж с офиолитовыми пластинами (черное); *4* — серия Сур, метаморфические породы; *5* — батолит Береговых хребтов.

глубинного бурения (Дакар — Рио-де-Жанейро). Заглянув в эту новую для меня область, я в конечном счете изменил свои взгляды на происхождение Францисканского меланжа и его загадочную связь с комплексом пород Грейт-Валли; я также стал искать синтез.

Цель этой статьи состоит в том, чтобы показать мое теперешнее понимание мезозойской истории Береговых хребтов Калифорнии. Эта вторая попытка значительно отличается от первоначального варианта, представленного мной шесть лет назад в Невшателе. Теперь ударение перенесено на привлечение актуалистских моделей тектонического развития и осадконакопления. Кроме того, мне удалось с тех пор лучше изучить механику образования надвигов, и эти новые знания позволяют мне сделать попытку яснее показать роль силы тяжести в образовании меланжа.



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта южной части хребта Санта-Лусия [32].

1 — кайнозой; *2* — конец мела; *3* — верхний мел (Францисканские породы Берегового пояса); *4* — нижний мел — верхняя юра (комплекс Грейт-Валли); *5* — Францисканский меланж; *6* — шаровые лавы и кремнистые сланцы; *7* — ультрамафические породы; *8* — батолит Береговых хребтов; *9* — границы пластины Блэк-Маунтин.

Стратиграфия Францисканских пород. Францисканские породы образуют остов Береговых хребтов Калифорнии (фиг. 1). Для этих мезозойских пород характерно общее разрушение первичных контактов — будь то интрузивные структуры или слоистая осадочная толща — и размалывание более податливого материала до такой степени, что он превратился в цемент, или вмещающую породу, в которой обломки менее хрупких пород как бы плавают в виде изолированных линз или будин. Этот стиль деформации развит в огромном объеме пород. В области с такой тектонической раздробленностью более крупные тела, до 32 км в длину, составляют картируемые единицы. На Геологической карте Калифорнии масштаба 1 : 250 000 картируемые обломки структур как бы вкраплены в однородную раздробленную толщу «нерасчлененных Францисканских пород» (фиг. 2). Однако эта коренная порода сама состоит из перемежающихся линзовидных тел разных размеров, сложенных граувакками, кремнистыми сланцами, известняками, шаровыми лавами, диабазами, габбро, серпентилитами и их метаморфизованными аналогами (глаукофановыми и лавсонитовыми сланцами).

Блоки осадочных пород внутри Францисканского меланжа фаунистически и литологически коррелируются с верхнеюрскими (титонскими) и меловыми породами на западной стороне Калифорнийской, или Большой, долины (Грейт-Валли); это так называемый комплекс Грейт-Валли [4]. Однако меланж включает и не содержащие окаменелостей породы древнее титонских. В ряде моих статей приведены данные, позволяющие осуществить реконструкцию стратиграфии Францисканских пород [19—21, 26]. Как показывает табл. 1, в которой представлена стратиграфия мезозоя южной части хребта Санта-Лусия, эта интерпретация отличается от общепринятого подхода тем, что здесь придается особое значение возрасту Францисканских офиолитов, часть которых древнее комплекса Грейт-Валли.

Францисканские офиолиты состоят из базальтовых туфов, шаровых лав, базальтового материала шаровых лав, диабазов, тонкозернистых габбро и ультрамафических пород. Базальты местами спилитовые, но в среднем францисканская базальтовая магма имеет нормальный толеитовый состав [4, стр. 51]. Офиолитовые экструзии, петрологически сходные с экструзиями толеитов, обнаруженными в океанических хребтах [39], сегодня можно было бы считать продуктом разрастания океанического дна [49, 11]. Такая модель их генезиса подразумевает, что Францисканские офиолиты представляют

Таблица 1

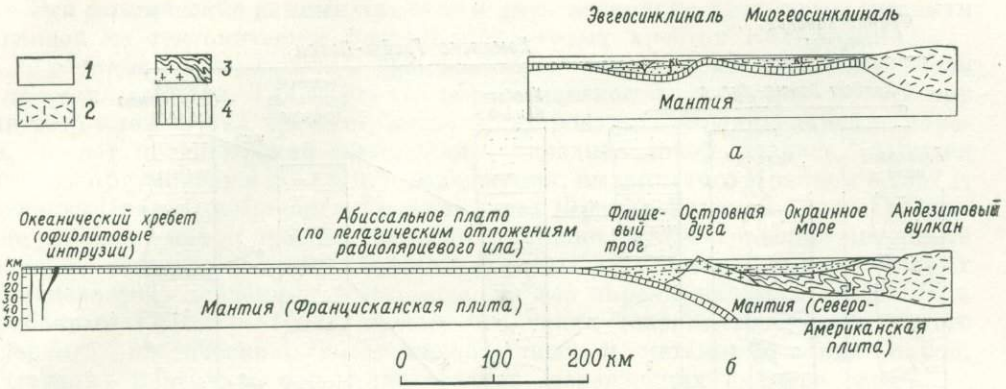
Мезозойская стратиграфия хребта Санта-Лусия

	Францисканский меланж	Комплекс Грейт-Валли
Конец мела (кампан и моложе)		Формация Асунсьон
Комплекс Сан-Матео		
Верхний мел (кампан и древнее)	Граувакки типа III	
Нижний мел и конец юры (титон)	Граувакки типа II с местными проявлениями вулканических пород	Формации Мармолехо и Нокс-вилл
Комплекс Сан-Франциско		
Дотитонские породы	Граувакки типа I	
	Радиоляриевые кремнистые сланцы	
	Офиолитовая серия, в том числе базальтовые туфы, базальты шаровых лав, габбро-диабазы и ультрамафические породы (частично метаморфизованные)	

собой единое (гомотаксиальное) стратиграфическое подразделение, включающее продукты разрастания океанического дна к западу от современной окраины Тихого океана, и что возраст этих пород соответствует интервалу от раннего мезозоя до позднего мела. Такая интерпретация действительно подтверждается некоторыми отрывочными данными, так как определения возраста метаморфизма шаровых лав дали величины 130—150 млн. лет [36, 47]. Эти шаровые лавы сформировались, очевидно, задолго до поздней юры, однако базальты, содержащие ксенолиты сеноманского известняка, явно имеют позднемеловой возраст [26].

Осадочные Францисканские породы состоят из радиоляриевых кремнистых сланцев, пелагических известняков и нескольких типов граувакк. Радиоляриевые кремнистые сланцы неизменно ассоциируются с зеленокаменными или измененными базальтовыми туфами и представляют собой верхний член «триады Штейнманна» [26]. Возникновение кремнистых сланцев связано с расцветом радиолярий в поздней юре, что привело к широкому распространению радиоляритов в поясе Тетис и вокруг Тихого океана [15]. Отсутствие известковистого планктона указывает на то, что отложение происходило ниже глубины компенсации кальцита — вероятно, на абиссальных плато между океаническим хребтом и глубоководным желобом, проходившим по западной окраине мезозойской Северной Америки (фиг. 3, *б*).

В меланже выделено три типа граувакк (табл. 1). Для типа I характерно отсутствие калиевых полевых шпатов в виде обмолочных зерен. Граувакки этого типа широко распространены в Береговых хребтах. В хребте Санта-Лусия они в основном не метаморфизованы [21], а в хребте Дьябло метаморфизованы и содержат такие минералы высокого давления, как жадеит и арагонит [38, 13]. Осадочные структуры (там, где они сохранились) ритмично слоисты. Очевидно, эти флишеподобные осадки были отложены мутьевыми течениями в глубоководных котловинах, т. е. представляют собой турбидиты. В Францисканском меланже найдены два других типа граувакк: либо формации в аллохтонных пластинах или ломтях надвигов, либо обломки структур, слишком мелкие, чтобы их можно было закартировать. Для обоих этих типов характерно наличие «Францисканского детрита» в виде обломков. Присутствует также калиевый полевой шпат: в граувакках типа II — от следов до 10%, а в граувакках типа III — до 10—20%. Наличие обломков калиевого полевого шпата — характерная черта меловых песча-



Фиг. 3. Реконструкция Францисканской эвгеосинклинали.

а — как внешнего члена пары, включавшей сопряженные эв- и миогеосинклиналь (традиционная модель [3]); *б* — как сегмента Тихого океана (модель тектоники плит). *1* — осадочные породы, преимущественно турбидиты; *2* — гранитный фундамент; *3* — метаморфический фундамент, в том числе древнейшие Францисканские породы; *4* — базальтовая кора.

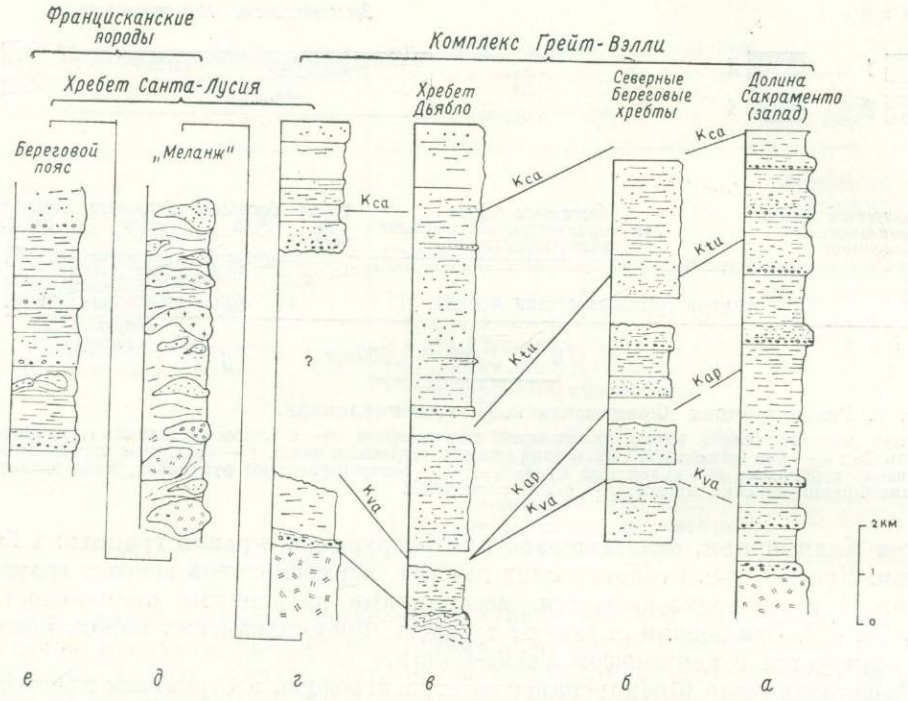
ников Калифорнии, отлагавшихся при разрушении кровли гранитных батолитов. Кроме этих литологических данных, верхнемеловой возраст граувакк типов II и III подтверждается несколькими найденными окаменелостями [21, 26, 43]. Эти осадки образуют ту часть Францисканских пород, которая коррелируется с комплексом Грейт-Валли.

Восстанавливая Францисканскую стратиграфию, я стремился преодолеть традиционное представление о том, что Францисканские породы образовались в эвгеосинклинали (фиг. 3, *а*). Термин «эвгеосинклиналь» обычно употребляют для обозначения узкого прогиба, в котором происходит осадконакопление с одновременным подводным вулканизмом. Однако если принять актуалистскую модель, то Францисканская «эвгеосинклиналь» должна будет охватить громадные просторы океанического царства, в сотни или даже тысячи километров шириной, от срединно-океанического хребта через абиссальное плато до краевого желоба (фиг. 3, *б*).

Комплекс Грейт-Валли. В Береговых хребтах, кроме Францисканского, существует еще один комплекс верхнемезозойских пород. Этот комплекс лучше всего развит на западной стороне долины Сакраменто, или Большой долины (Грейт-Валли, фиг. 1), и поэтому называется комплексом Грейт-Валли [4]. Он состоит здесь из почти непрерывной последовательности слоев от позднеюрского (титонского) до позднемелового (маастрихтского) возраста (фиг. 4, *а*). Эти преимущественно меловые турбидитовые песчаники и сланцы — типичные осадки флишевой фации. Они в значительной степени одновозрастны с Францисканскими граувакками типов II и III и были отложены в таких же условиях осадконакопления. В Береговых хребтах стратиграфическая последовательность пород Грейт-Валли менее полна (фиг. 4, *б* — *г*). Например, в хребте Санта-Лусия породы, подобные комплексу Грейт-Валли, распадаются на две отдельные возрастные единицы, разделенные большим промежутком времени и представленные верхнеюрскими и нижнемеловыми (титон — валанжин) формациями Ноксвилл и Мармолехо и позднемеловой (кампан — маастрихт) формацией Асунсьон [21, 43].

Поскольку и меловые Францисканские породы, и комплекс Грейт-Валли сложены флишевыми турбидитами, различие между ними основывается на двух группах критериев: 1) породы Грейт-Валли не образуют разрушенных формаций или меланжа и 2) они не содержат радиоляриевых кремнистых сланцев или офиолитов.

Связь между Францисканскими породами и комплексом Грейт-Валли. Связь между Францисканскими породами и комплексом Грейт-Валли пред-



Фиг. 4. Схематические стратиграфические колонки.
K_{va} — валанжин; K_{ap} — апт; K_{tu} — турон; K_{ca} — кампан. Колонки *г* — *е* тектонически накладываются в хребте Санта-Лусия одна на другую.

ставляет собой главную проблему тектоники Береговых хребтов. К настоящему времени установлены следующие наиболее важные факты:

1. Там, где комплекс Грейт-Валли контактирует с Францисканскими породами, обычно обнаруживается разрыв [42].

2. Францисканские породы обычно сильно перемяты, тогда как в породах Грейт-Валли слоистость нарушена мало [20].

3. Основание комплекса Грейт-Валли — формация Ноксвилл — на западной стороне долины Сакраменто (фиг. 4, *а*) и в хребте Санта-Лусия (фиг. 4, *г*) расположено на офиолитовом фундаменте [3, 21]. В противоположность этому в районе перевала Пачеко на хребте Дьябло породы Грейт-Валли залегают на Францисканских жадеитовых граувакках (фиг. 4, *в*).

4. Францисканские породы чаще всего не содержат окаменелостей. Палеонтологически датированные Францисканские породы представлены в основном граувакками типов II и III и пелагическими известняками. Эти породы в целом одновозрастны с комплексом Грейт-Валли [Irwin, 1957; 26]; не содержащие окаменелостей офиолиты и их метаморфические аналоги (или по крайней мере часть их) древнее титона [20].

5. Радиометрические определения возраста указывают не менее чем на две фазы метаморфизма Францисканских пород [8, 47, 14]: в юре между 130 и 150 млн. лет назад для не содержащих окаменелостей глаукофановых сланцев в хребте Дьябло и на его северном продолжении и в мелу между 110 и 130 млн. лет назад для содержащих редкие окаменелости лавсонитовых сланцев в северных Береговых хребтах. Более поздний эпизод (75—80 млн. лет) проявился только в альбитизации древних глаукофановых сланцев [34].

6. Экспериментальные данные указывают на то, что жадеитовые и арагонитовые Францисканские породы были, очевидно, метаморфизованы в условиях сравнительно низких температур и высоких давлений [13, 6].

Эти фактические данные привели к двум несколько различным системам взглядов на тектоническое развитие Береговых хребтов Калифорнии.

Гипотеза одновременного существования сопряженных эвгеосинклинали и миогеосинклинали. Тот факт, что все окаменелости, найденные до сих пор для того промежутка времени, когда формировались Францисканские породы, имеют позднеюрский (титонский) — позднемеловой возраст, кажется сильным аргументом в пользу предположения, выдвинутого Ирвином в 1957 г. Согласно Ирвину, комплексы Грейт-Валли и Францисканский одновозрастны и не содержат пород древнее титонских. Однако распространение интервала времени, соответствующего возрастам самых древних и самых молодых окаменелостей, найденных в меланже, на все породы меланжа может быть ошибочным [20, стр. 1067], потому что такая тектоническая смесь часто содержит экзотические глыбы изверженных и метаморфических пород, слагающих первичное основание осадков, содержащих окаменелости.

Францисканский меланж включает метаморфические породы, для которых установлен позднеюрский возраст метаморфизма. Эти породы образовались, очевидно, до отложения самых ранних, титонских, осадочных пород Грейт-Валли. Однако Бейли, Ирвин и Джонс [4] игнорировали этот факт и продолжали развивать гипотезу одновременного существования эвгеосинклинали и миогеосинклинали (фиг. 3, *а*). Их палеогеографическая реконструкция составила основу тектонической интерпретации, развиваемой многими современными геологами. Другие, включая меня, возражают против такой чрезмерно упрощенной интерпретации, так как синтез геологии Береговых хребтов должен объяснять их дотитонскую историю.

Гипотеза образования Францисканских пород как поликинематического меланжа. Соотношения между Францисканскими породами и комплексом Грейт-Валли можно интерпретировать следующим образом:

1. Разрыв между породами Грейт-Валли и Францисканским комплексом — это не просто крупный надвиг, по поверхности которого произошло смещение одних слоев по другим на расстояние 50—100 км. Этот разрыв представляет собой контакт между внутренне не нарушенными породами Грейт-Валли и полностью перемятым Францисканским меланжем.

2. Главное смещение блоков земной коры происходит не по этой и не по какой-либо другой единичной поверхности раздела, а по бесчисленным сколам внутри Францисканского меланжа.

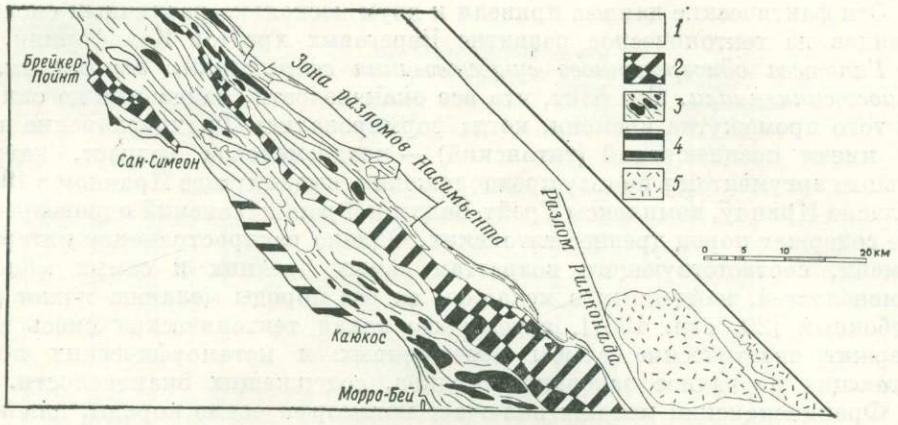
3. Нижняя пачка комплекса Грейт-Валли отложена несогласно на разные типы Францисканского основания: в западной части долины Сакраменто и в хребте Санта-Лусия — на Францисканский офиолитовый комплекс, а на некоторых участках хребта Дьябло — на дотитонские породы (фиг. 4).

4. Францисканские породы, содержащие окаменелости, действительно одновозрастны с комплексом Грейт-Валли, но по крайней мере некоторые Францисканские породы, не содержащие окаменелостей, были перемещены и отложены до титона. Францисканский комплекс имеет дотитонскую историю.

5. Имели место две генерации метаморфизма в условиях высокого давления: дотитонский метаморфизм глаукофановых сланцев и меловой метаморфизм лавсонитовых сланцев.

6. Глаукофановые сланцы образовались в условиях высокого давления перекрывающих пород, но были выжаты затем наверх в одну из фаз дотитонских деформаций.

Доказательства, на основании которых я сделал эти выводы, приведены в ряде статей [19—21, 23, 26]. Каждый в отдельности вывод весьма прямолинеен и бесспорен. Однако взятые в совокупности они указывают на позднеюрскую деформацию более древних, не содержащих окаменелостей Францисканских пород, приходящуюся примерно на то же время, когда невад-



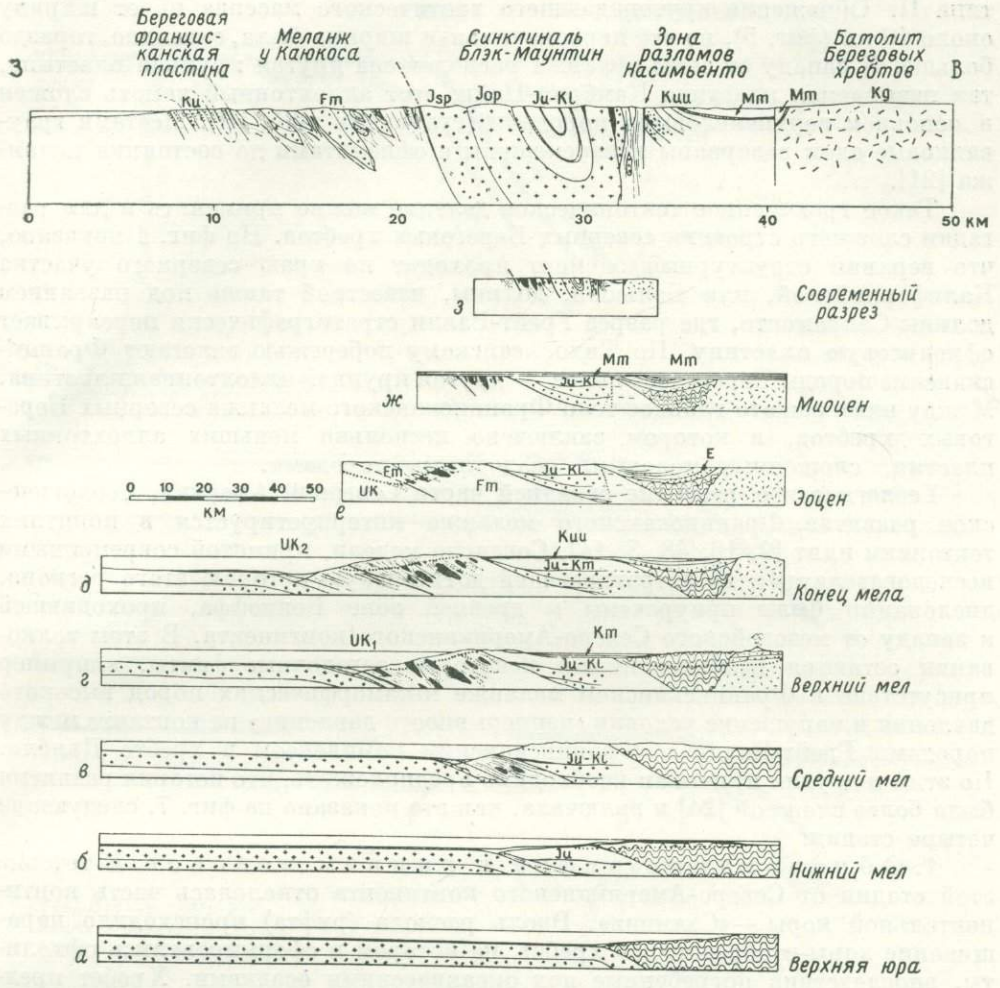
Фиг. 5. Тектоническая карта южной части хребта Санта-Лусия.
1 — конец мела и кайнозой; *2* — пластина Блэк-Маунтин; *3* — меланж (черное — офиолиты); *4* — пластина Камбрия-Пайн; *5* — гранитный батолит.

ская складчатость разрушала геосинклиналь Сьерра-Невады. Ряд исследователей, например Бейли и Блейк [3], оспаривают этот последний вывод, хотя доказательства дотитонских дислокаций очевидны. В течение мела происходили дислокации и метаморфизм, которые были уже следствием этого юрского диастрофизма. Большая же часть структур меланжа, наблюдаемых теперь в Береговых хребтах, действительно сформировалась в процессе более позднего диастрофизма.

Францисканские структуры. Францисканские породы включают как крупные плиты, или ломтеобразные пластины надвигов, так и нерасчлененный меланж. Структура меланжа хорошо видна вдоль морского побережья и в свежих выемках шоссе. Там, где Францисканские породы содержат только переслаивающиеся граувакки и глинистые сланцы, грауваккковые слои обычно характеризуются раздувами и пережимами, образовавшимися в результате растяжения хрупких отложений граувакк. Угловатые будины, обычно линзовидные и частично ограниченные сопряженными трещинами скалывания, возникли, когда грауваккковые пласты были разорваны при растяжении. В глинистой массе, окружающей будины, такие трещины скалывания, указывающие на растяжение параллельно напластованию, редки или отсутствуют. Глинистые сланцы деформировались пластично, при течении, которое вызывало растаскивание и жесткое вращение будин. В несколько более общем масштабе обычно видны плоскости мелких надвигов, субпараллельные напластованию. Слои между ними образуют пластины мощностью от нескольких дециметров до многих метров. Некоторые пластины подвергались растяжению и скалыванию, в результате чего возникли более мелкие структуры, как это описано выше. В других пластинах внутренних дислокаций практически нет. Пластины образуют небольшие лежачие складки, которые обычно имеют вид складок волочения, сопровождающих небольшие надвиги.

Природа массива, сложенного меланжем, затрудняет геологическую съемку. Региональную структуру можно расшифровать, если большие аллохтонные плиты считать связанными с меланжем. Эта связь видна на примере геологического строения южной части хребта Санта-Лусия.

На фиг. 2 показано, что часть хребта Санта-Лусия к западу от зоны разломов Насимьенто-Ринконада сложена главным образом породами Грейт-Валли и Францисканскими. Эти породы образуют три тектонические единицы (фиг. 5):



Фиг. 6. Схематические диаграммы, показывающие тектоническое развитие южной части хребта Санта-Лусия и происхождение Францисканского меланжа (подробное объяснение см. в тексте).

Верхняя диаграмма — разрез через хребет Санта-Лусия, идентичный диаграмме *з*, но в более крупном масштабе.

1. Аллохтонную пластину Блэк-Маунтин, сложенную породами Грейт-Валли и их офиолитовым основанием.

2. Нерасчлененный Францисканский меланж, содержащий большое количество кремнисто-офиолитовых и граувакковых глыб.

3. Аллохтонную пластину Камбрия-Пайн, сложенную Францисканскими породами Берегового пояса.

Пластина Блэк-Маунтин [21] имеет длину 35 км, а ширина ее выхода на поверхность составляет около 10 км. Она состоит из слоев Ноксвилл и Мармолехо и подстилающих пород Францисканского офиолитового комплекса. В миоцене эта пластина была, вероятно, почти горизонтальной. Сейчас она вместе с миоценовыми глинистыми сланцами слагает крутую синклиналь со значительным дроблением и скалыванием на восточном крыле (верхняя диаграмма фиг. 6). Если эту синклиналь распрямить и восстановить нарушенное крыло, то ширина пластины составит 20—30 км (фиг. 6, *ж*). Юрские офиолиты пластины Блэк-Маунтин тектонически наложены на Францисканский меланж, который состоит в основном из меловых граувакк

типа II. Обнажение крутопадающего хаотического массива имеет ширину около 10 км (фиг. 5), но его первоначальная ширина была, очевидно, гораздо больше. К западу от зоны меланжа расположена другая крупная пластина, так называемая пластина Камбрия-Пайн; этот аллохтонный ломоть сложен в основном верхнемеловыми породами (граувакки типа III). Местами граувакковые слои разорваны и перемешаны с офиолитами до состояния меланжа [21].

Такое трехчленное тектоническое деление можно применить и для разгадки сложного строения северных Береговых хребтов. На фиг. 1 показано, что верхний структурный элемент проходит по краю северного участка Калифорнийской, или Большой, долины, известной также под названием долины Сакраменто, где разрез Грейт-Валли стратиграфически перекрывает офиолитовую пластину. По Тихоокеанскому побережью залегают Францисканские породы Берегового пояса — другая крупная аллохтонная пластина. Между ними зажато главное тело Францисканского меланжа северных Береговых хребтов, в котором заключено несколько меньших аллохтонных пластин, сложенных меловыми осадочными породами.

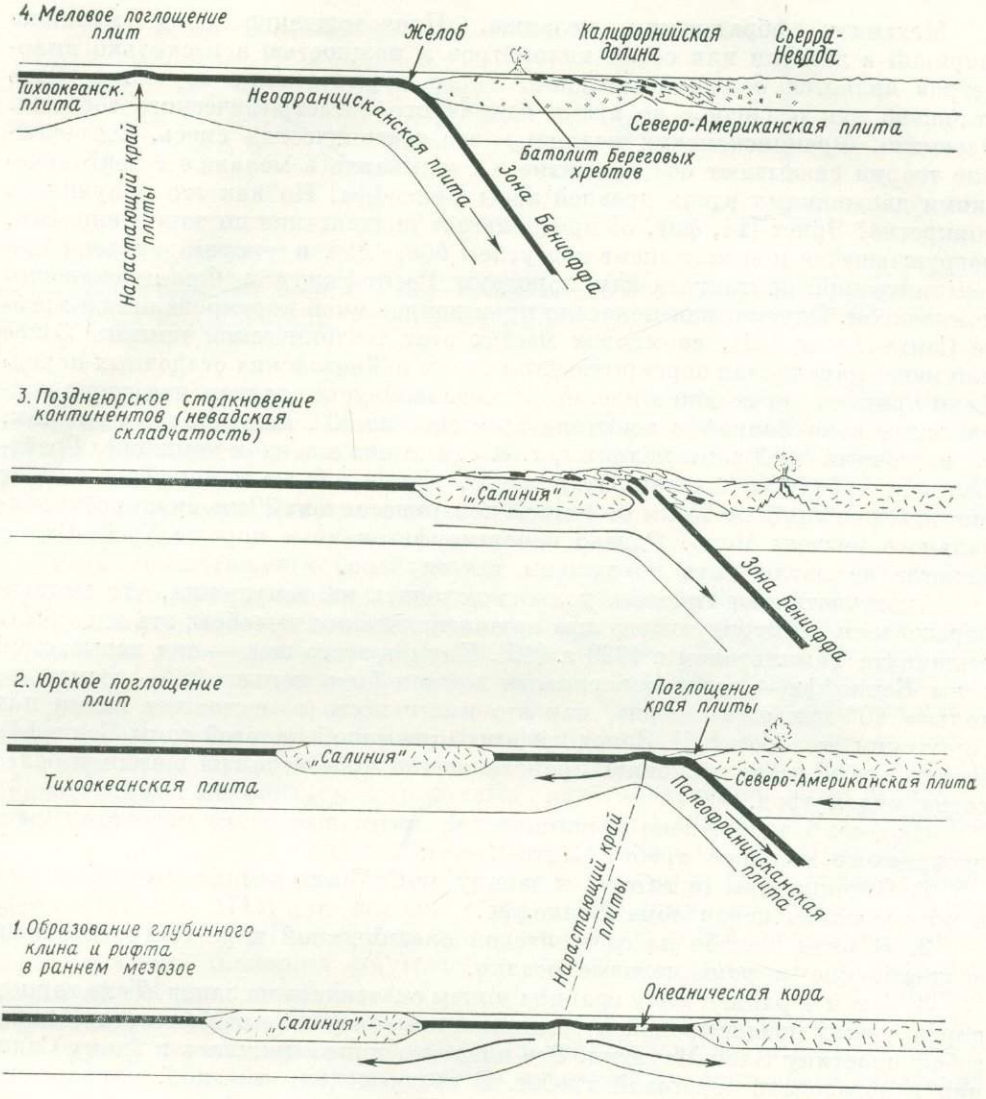
Геологическое развитие западной части Северной Америки. Геологическое развитие Францисканского меланжа интерпретируется в понятиях тектоники плит [9, 16, 48, 3, 14]. Согласно модели, принятой современными исследователями и не затрагивающей дотитонскую историю этого региона, дислокации были приурочены к древней зоне Бениоффа, проходившей к западу от мезозойского Северо-Американского континента. В этом толковании остаются необъясненными некоторые загадочные факты, например присутствие в Францисканском меланже метаморфических пород высокого давления и нарушение условия «непрерывности давления» на контакте между породами Грейт-Валли и Францисканским комплексом в хребте Дьябло. По этим и другим причинам необходимо предположить, что история развития была более сложной [24] и включала, как это показано на фиг. 7, следующие четыре стадии:

1. Образование рифта в раннем мезозое. В течение этой стадии от Северо-Американского континента откололась часть континентальной коры —«Салиния». Вдоль раскола (рифта) происходило наращивание коры и образовался хребет, на котором и сформировались офиолиты, впоследствии погребенные под океаническими осадками. Хребет представлял собой окраину плиты и отделял участок новой коры, припаянный к Тихоокеанской плите, от другого участка, соединенного с Северо-Американской плитой.

2. Юрское поглощение плит. По мере того как Северо-Американский континент дрейфовал в юрское время на запад, континентальная кора наползала на океаническую и должен был появиться желоб, отмечающий положение новой границы плит. Океаническая кора к западу от желоба принадлежала Палеофранцисканской плите, которая погружалась под этот желоб по юрской зоне Бениоффа. В желобе откладывались граувакки типа I. Частичное плавление погружавшейся плиты вызвало позднеюрский вулканизм, который был поверхностным выражением формирования батолита Сьерра-Невады.

3. Позднеюрское столкновение континентов. В течение поздней юры Палеофранцисканская плита и та часть Тихоокеанской плиты, которая находилась к востоку от Салинии, были поглощены полностью, что привело к столкновению Северной Америки с микроконтинентом Салиния. Выражением этого столкновения была невадская складчатость, когда глубоко погребенные метаморфические и мантийные породы были выжаты наружу и частично надвинуты на Салинию.

4. Меловое поглощение плит. Начиная с поздней юры (с титона) и до позднемелового или третичного времени вдоль западной



Фиг. 7. Развитие западной части Северной Америки в мезозое согласно модели тектоники плит (подробное объяснение см. в тексте).

стороны вновь присоединенной части Северо-Американской плиты существовал желоб. Между разрастающимся хребтом и Северо-Американской плитой располагалась Неофранцисканская плита. В хребте формировались экструзии офиолитов, на абиссальном плато накапливались радиоляриты, а флишевые грауваккн (типов II и III) откладывались мутьевыми потоками в желобе, выплескиваясь и на плато. Неофранцисканские породы одновозрастны с породами Грейт-Валли, которые были отложены в глубоких впадинах позади, т. е. восточнее, островной дуги. При перемешивании неофранцисканских пород с более древними вдоль сформировавшейся на новом месте под желобом зоны Бениоффа образовался меланж. Между тем в Салинии действовали в мелу андезитовые вулканы, а сам этот бывший микроконтинент превращался в результате активного магматизма в батолит Береговых хребтов.

Механизм образования меланжа. Происхождение зоны меланжа шириной в десятки или сотни километров и мощностью в несколько километров является большой загадкой. Такое крупное тело не могло быть отложено как осадочное во время единичного катастрофического события. Очевидно, Францисканский меланж — это тектоническая смесь. Современные теории связывают общее смятие и скалывание в меланже с тектоническими движениями вдоль древней зоны Бениоффа. Но как это получилось конкретно? Эрнст [14, фиг. 3] предполагает поддвигание по зоне Бениоффа, погружавшейся под континент под углом более 30°, и рисует эту зону как тектонический контакт между породами Грейт-Валли и Францисканским комплексом. Однако, как показало проведенное мной картирование на хребте Санта-Лусия [21], во многих местах этот тектонический контакт более или менее параллелен перекрывающим слоям кайнозойских осадочных пород. Если принять это во внимание, то из модели Эрнста следует, что после поддвигания зона Бениоффа испытала вращение на 30°. Если бы это было так, то восточный край зоны меланжа, т. е. самые нижние слои комплекса Грейт-Валли к западу от долины Сакраменто, должны были в какой-то момент оказаться на глубине 75 км от земной поверхности и на 30 км ниже континентального раздела Мохо. Однако неметаморфизованные породы Грейт-Валли никогда не могли быть погружены так глубоко.

Альтернативная гипотеза должна исходить из допущения, что меланж образовался у мигрирующего шва под океаническим желобом; эта идея была выдвинута Гамильтоном в 1969 г. [16]. Наклон этого шва — так называемой зоны Бениоффа — возле поверхности должен быть меньше 30°— возможно, только 10° или еще меньше, как это имеет место в настоящее время под Алеутским желобом [44]. Западная миграция такой пологой зоны Бениоффа может лучше всего объяснить происхождение зоны меланжа шириной более сотни километров.

На фиг. 6 изображено возникновение преимущественно мелового Францисканского меланжа хребта Санта-Лусия:

1. В конце юры (в титоне) к западу от Салинии возник краевой желоб и образовалась новая зона Бениоффа.

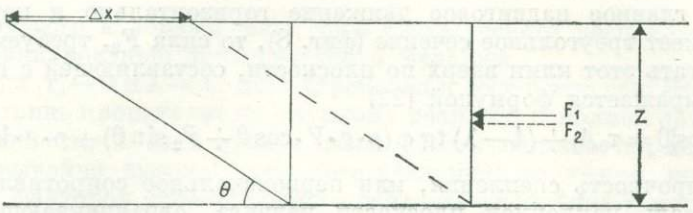
2. В этом желобе на офиолитовой океанической коре были отложены позднеюрские и раннемеловые осадки.

3. Затем в раннем мелу граница плиты сместилась на запад. Тело горных пород между позднеюрской и раннемеловой зонами Бениоффа представляет собой пластину Блэк-Маунтин. Эта пластина присоединилась к блоку Салинии и образовала береговой хребет. В среднем мелу в желоб, мигрировавший на запад, сносились граувакки типа II и осадочная брекчия. Офиолиты были сорваны с океанической коры, Францисканские породы сползли с соседнего берегового хребта и новые отложения меловых мутьевых потоков и олистостромы были перемяты, разбиты и перемешаны, образовав, таким образом, основное тело меланжа.

4. Отложение граувакк типа III и образование меланжа продолжалось и в позднем мелу. Частичное плавление погружающейся плиты вызвало андезитовый вулканизм, который был поверхностным выражением глубинного магматического процесса, превратившего Салинию в батолит Береговых хребтов.

5. Край поглощаемой плиты сместился на запад от Францисканских пород Берегового пояса. Обломки андезитов, сносившиеся с кровли батолита Береговых хребтов, образовали основную массу конгломератов верхов верхнего мела. Эти и более тонкие обломочные породы формации Асунсьон составляют базальные «посторогенные» отложения Береговых хребтов.

6. Западная часть хребта Санта-Лусия была поднята в раннетретичное время. Обломки Францисканских пород, сносимые с этой площади, откладывались на западе и формировали прибрежные отложения.



Фиг. 8. Эффект переднего клина.

Наклонная часть поверхности надвига образует с горизонталью угол θ. Δx — расстояние между чешуями; z — толщина надвиговой плиты; F_1 — сила, необходимая для выталкивания передней части надвига по существующей плоскости разрыва; F_2 — сила, необходимая для выталкивания нового переднего клина по новой плоскости разрыва (показана штриховой линией).

7. В миоцене породы хребта Санта-Лусия подверглись складчатости. Затем на сохранившихся после эрозии Францисканских породах и на гранитном фундаменте отложились средне- и верхнемиоценовые осадки.

8. Деформации в плио-плейстоцене обусловили образование синклинальной структуры пластины Блэк-Маунтин и многочисленных разрывов в этом регионе.

Роль силы тяжести в тектонике. *Роль силы тяжести в образовании меланжа.* Когда-то я склонен был считать Францисканский меланж продуктом гравитационного оползания; эта интерпретация была основана главным образом на сравнении тектонического стиля этого меланжа с чешуйчатыми сланцами (argille scagliose) Апеннин [18]. Я находил очень убедительным тот довод, что тектонический меланж, как и чешуйчатые глины, «слишком слаб, чтобы передвигаться в виде пластины под нажимом с одной стороны» [41, стр. 669]. Кроме того, гравитационное оползание казалось мне тогда единственным механизмом, пригодным для объяснения того странного обстоятельства, что породы Грейт-Валли являются аллохтоном в Береговых хребтах, но в самой Калифорнийской долине они в виде автохтона прикреплены к разным типам фундамента [20]. Тем не менее я не был согласен с Максвеллом [37, стр. 2711] и не находил свидетельств тому, что Францисканский меланж, подобно argille scagliose, мог представлять собой гигантский подводный оползень лишенных внутреннего сцепления пород. Я подчеркивал различие между тектоническим *меланжем* и *олистостромами*. Первый образуется в результате подземной деформации консолидированных пород под грузом перекрывающей толщи, тогда как последние определяются как осадочные отложения, образовавшиеся в результате подводного оползания. Поэтому я сравнивал смятие и скалывание в меланже (под крупной аллохтонной пластиной) с деформацией донной морены под ледником [20]. Мне всегда что-то не нравилось в моем собственном толковании: дислоцированность Францисканского меланжа указывает на значительные деформации скольжения, однако аллохтонные пластины, сложенные породами Грейт-Валли, не были, по-видимому, перемещены столь далеко от места их отложения, чтобы вызвать такое скалывание и смятие.

В последние годы в наших тектонических представлениях произошла подлинная революция. Гипотезы тектоники плит позволили предложить такой механизм поддвигания Францисканских пород, который изящно объясняет их загадочную связь с комплексом Грейт-Валли. Тем временем и я больше узнал о механизме образования надвиговых структур и о процессах, которые, возможно, приводят к формированию меланжа.

По отношению к наклонному шву между надвинутой Северо-Американской и поддвинутой Неофранцисканской плитой клин, который наползает на поддвигающуюся массу, представляет собой переднюю часть надвига, и оказываемое им сопротивление надвиганию называется *эффектом переднего клина* (toe effect) [45].

Если главное надвиговое движение горизонтально и передний клин надвига имеет треугольное сечение (фиг. 8), то сила F_2, требуемая для того, чтобы двигать этот клин вверх по плоскости, составляющей с горизонталью угол θ, выражается формулой [22]

$$F_2 \cos\theta = \tau_0 A_i + (1-\lambda)\operatorname{tg}\varphi\,(\rho \cdot g \cdot V \cdot \cos\theta + F_2 \sin\theta) + \rho \cdot g \cdot V \cdot \sin\theta, \qquad (1)$$

где τ_0 — прочность сцепления, или первоначальное сопротивление сдвигу; A_i — площадь наклонной плоскости надвига, ограничивающей передний клин: $A_i = x \cdot y/\cos\theta = 2V/z\cos\theta$; V — объем этого клина: $V = {}^1/_2 x \cdot y \cdot z$; x — длина клина; y — ширина клина; z — толщина клина; ρ — объемный вес (средний) надвинутого блока; g — ускорение силы тяжести; φ — угол внутреннего трения; λ — отношение порового давления к давлению нагрузки вдоль надвига.

Когда надвиговое движение уже началось, прочность сцепления по плоскости надвига ослабевает, особенно если эта плоскость — хрупкая трещина [22]. С другой стороны, возрастает объем масс, которые требуется двигать вверх по наклонной плоскости; следовательно, эффект переднего клина также должен возрастать, так что в результате либо движение по надвигу полностью прекратится, либо позади этой плоскости обнаружится новый разрыв, по которому и пойдет дальнейшее надвигание [45].

Минимальная сила F_1, необходимая для того, чтобы двигать вверх увеличившуюся в размерах переднюю часть старого надвига, выражается формулой

$$F_1 \cos\theta = \tau_0' A_i + (1-\lambda)\operatorname{tg}\varphi\,(\rho \cdot g \cdot V \cdot \cos\theta + F_1 \sin\theta) + \\ + \rho \cdot g \cdot V \cdot \sin\theta + \tau_0' A_h + (1-\lambda)\operatorname{tg}\varphi \cdot \rho \cdot g \cdot \cos\theta \cdot \Delta V, \qquad (2)$$

где τ_0' — начальное сопротивление сдвигу при скольжении по плоскости, существовавшей ранее, или остаточная прочность сцепления; A_h — площадь плоскости горизонтального надвига между старым и новым клином: $A_h = \Delta x \cdot y = \Delta V/z$; ΔV — объем прямоугольной призмы между старым и новым клином: $\Delta V = (\Delta x) \cdot y \cdot z$; Δx — горизонтальное расстояние между старым и новым клином. Сила F_2, необходимая для того, чтобы двигать новый треугольный клин вверх по новому расколу,— та же самая, которая определяется уравнением (1).

Движение по новой плоскости будет происходить тогда, когда

$$F_2 = F_1. \qquad (3)$$

Подставляя уравнения (1) и (2) в уравнение (3), получаем

$$\tau_0 \frac{2V}{z \cdot \cos\theta} = \tau_0' \frac{2V}{z \cdot \cos\theta} + \left[\frac{\tau_0'}{z} + (1-\lambda)\operatorname{tg}\varphi \cdot \rho \cdot g \cdot \cos\theta\right] \Delta V. \qquad (4)$$

Решая последнее уравнение для отношения объемов, получаем

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{2(\tau_0 - \tau_0')}{[\tau_0' + (1-\lambda)\operatorname{tg}\varphi \cdot \rho g z \cdot \cos\theta]\cos\theta}. \qquad (5)$$

Расстояние между чешуями выражается отношением $\Delta x/x$, которое представляет собой расстояние между двумя соседними наклонными плоскостями надвигов, деленное на длину треугольного клина. Заменяя в уравнении (5) объемное отношение линейным, получаем

$$\frac{\Delta x}{x} = \frac{(\tau_0 - \tau_0')}{[\tau_0' + (1-\lambda)\operatorname{tg}\varphi \cdot \rho g z \cdot \cos\theta]\cos\theta}. \qquad (6)$$

Из уравнения (6) вытекают два следующих ограничения:

1. Когда $\tau_0' \to \tau_0$, $\Delta x/x$ стремится к нулю или обратное отношение — к бесконечности. Другими словами, надвигание без уменьшения сцепления

должно привести к образованию зоны очень тесного расположения чешуй, т. е. к возникновению тектонического меланжа.

2. Когда $\tau_0' \to 0$ и $\lambda \to 1$, $\Delta x/x$ стремится к бесконечности. Это значит, что если надвигание происходит по хрупкому разрыву, с полной потерей сцепления и связности, и если трение на плоскости надвига обращается в нуль из-за чрезвычайно высокого порового давления, то чешуи не возникают.

Кроме факторов относительной прочности сцепления и порового давления, имеет значение и давление нагрузки $\rho \cdot g \cdot z$, которое непосредственно связано с толщиной надвиговой плиты z. Из уравнения (6) вытекает, что высокое давление нагрузки, обусловленное большой толщиной плиты, ведет к возрастанию трения по старой плоскости надвига и уменьшает, таким образом, отношение $\Delta x/x$. К тому же повышенное давление нагрузки способствует развитию деформации течения, в результате чего уменьшается разность между τ_0 и τ_0', и, таким образом, косвенно способствует более плотному расположению чешуй. Факторы ρ и θ в уравнении (6) изменяются в небольших пределах и играют второстепенную роль.

Детальные количественные результаты моего анализа эффекта переднего клина были представлены в другой работе [23] и здесь повторяться не будут. Однако предыдущее обсуждение ясно показывает, что стиль деформации, характерный для тектонического меланжа, не обязательно такой же, какой типичен для гравитационно-оползневой тектоники. Эффект переднего клина при образовании надвигов в условиях сжатия также может вызвать формирование меланжа с тесно расположенными плоскостями надвигов, если этот процесс происходит в зоне, где проявляется текучесть. Тектонический стиль Францисканского комплекса не оставляет сомнений в том, что его преимущественно пелитовая вмещающая порода подверглась пластическому скалыванию. Комплекс Грейт-Валли, напротив, был дислоцирован по поверхностям надвигов, которые представляли собой трещины хрупкого разрыва. Следовательно, эффект переднего клина должен был вызвать образование тесно расположенных трещин скола в Францисканских породах, что привело к формированию меланжа, и редких трещин скола в комплексе Грейт-Валли, разделяющих различные аллохтонные пластины.

Короче говоря, я не считаю, что гравитационное оползание — это единственное объяснение тектонического стиля меланжа. Трещины, которые мы видим в Францисканских породах, согласуются с предположением, что меланж образовался в результате дробления океанической плиты при ее волочении вниз по древней зоне Бениоффа. Тем не менее движению вниз по склону под действием силы тяжести надо придавать только второстепенное значение. Меланж содержит большое количество слоев осадочной брекчии. Необходимо учесть возможность того, что Францисканский меланж представляет собой олистостромы, испытавшие сильное смятие. В любом случае с такими осадочными процессами, как подводное оползание, может быть в значительной степени связано появление экзотических тел. Например, глыбы юрских глаукофановых сланцев в хребте Санта-Лусия отложены, по всей вероятности, в меловом желобе как составная часть олистостром еще до тектонического перемешивания с перемятыми граувакками.

Роль силы тяжести в тектонике плит. В этой статье я привлек гипотезу тектоники плит для интерпретации тектонического развития Береговых хребтов Калифорнии. Однако вопрос о природе движущих сил, вызывающих большое горизонтальное перемещение плит литосферы, остается нерешенным. В качестве механизма была предложена конвекция, захватывающая всю мантию, но эта гипотеза встречает серьезные трудности [35, 40]. Поэтому Эльзассер [12], Айзекс и Молнар [28] и Якоби [29] предположили, что движение плит происходит в результате гравитационной неустойчивости в верхней мантии Земли.

При изучении механизмов мантийных землетрясений Айзекс и Мол-

нар [28] обнаружили в нескольких районах Тихоокеанского кольца на глубинах 300—500 км «ясные свидетельства существования в (литосферных) пластинах растягивающих напряжений, ориентированных по падению». Эту систему напряжений можно было бы объяснить моделью, в которой постулируется погружение плиты литосферы под действием ее собственного веса. Преобладание ориентировки главных напряжений по падению в еще большей степени поддерживает идею, согласно которой «гравитационные объемные силы, действующие на опускающиеся пластины, оказывают важное воздействие на распределение напряжений внутри литосферы и, возможно, на приведение в движение глобальной системы плит» [28, стр. 1121]. Позднее Кацумата и Сайкс [33, стр. 5946] представили другие доказательства того, что механизмы землетрясений «связаны скорее с напряженным состоянием внутри отдельной погружающейся плиты, чем с относительным движением двух больших плит». Кроме того, на одном из их профилей видно почти вертикальное распределение гипоцентров землетрясений в районе Марианского желоба на глубинах между 200 и 700 км. Эту своеобразную ориентировку можно объяснить, если предположить, что плита имеет здесь вид пластины, которая погружается под действием силы тяжести.

Гипотеза тонущей пластины не может объяснить надвигание плит, например западный дрейф обеих Америк. Однако этот главный недостаток гипотезы был устранен Якоби [29], который постулировал, что такие плиты перемещаются под нажимом вызванных силой тяжести диапировых движений под срединно-океаническим хребтом. Основная идея этой новой трактовки изложена в статье Ван Беммелена о мегаундациях как причине дрейфа континентов, опубликованной в 1965 г. [53].

Я недостаточно информирован для того, чтобы судить о достоинствах этих геофизических теорий. Однако я считаю, что мы не должны забывать, что сила тяжести всегда с нами, и роль гравитационных сил нельзя игнорировать, даже если мы признаем постулат тектоники плит.

Оглядываясь назад через шесть лет. Когда я впервые готовил свое выступление на симпозиуме Вегманна, Береговые хребты Калифорнии представляли для меня всего-навсего один из многих слабо изученных районов; мое представление о загадочных Францисканских породах можно было сравнить с тем, как представлял себе слона слепой из одной индийской саги. В течение последних лет мы были свидетелями вспышки интереса к Францисканскому комплексу и лихорадочной деятельности по изучению Береговых хребтов Калифорнии. В новых вариантах интерпретации видно стремление объединить и примирить прежние противоречивые или даже враждебные взгляды. Имеется много сходства между вариантами интерпретации, которые я привел в этой статье, и выводами других исследователей [9, 16, 3, 14, 10]. Возможно, Францисканскую геологию следовало бы считать моделью эвгеосинклинального осадконакопления и тектоники поддвигания [24].

Моя рабочая гипотеза первоначально была сосредоточена на той теме, что Францисканские породы представляют собой в основном тектонический меланж. Признание их меланжевой природы освобождает нас от давящих пут эвгеосинклинальной догмы. Нам не нужно больше считать, что Францисканские породы — это согласная толща, накопившаяся в длинном узком прогибе, который был также местом проявления одновременного вулканизма. Вместо этого меланж вполне можно считать малым остатком сегмента мезозойского Тихого океана: бóльшая часть этого сегмента погрузилась в мантию под Северо-Американский континент. Нет нужды говорить, поскольку все мы дети своего времени, что эта вторая попытка разрешить один из парадоксов, давно привлекавших внимание, носит явное клеймо приверженности к тектонике плит и горизонтальным движениям. Однако интересно отметить, что теоретики, размышляющие о причине перемещения плит, ведут нас снова к гравитационной тектонике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ampferer O.*, Über das Bewegunsbild von Faltengebirgen, k.k. Geol. Reichsanstalt, Jahrb., **56**, pp. 539—622, 1906.
2. *Argand E.*, La Tectonique de l'Asie, 13ème Congr. Géol. Int., **1**, pp. 171—372, 1922,
3. *Bailey E. H., Blake M. C.*, Late Mesozoic sedimentation and deformation in western California, Geotektonika, pt. 3, pp. 17—30; pt. 4, pp. 24—34, 1969.
4. *Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L.*, Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California, Calif. Div. Mines Bull. 183, 177 p., 1964.
5. *Beloussov V. V.*, Basic problems in geotectonics, New York, McGraw-Hill, 816 p., 1962.
6. *Brace W. F., Ernst W. G., Kallberg R. W.*, An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 1325—1338, 1970.
7. *Bucher W. H.*, The deformation of the Earth's crust, Princeton, N.J., Princeton Univ. Press, 518 p., 1933.
8. *Coleman R. G.*, Glaucophane schists from California and New Caledonia, Tectonophysics, **4**, pp. 479—498, 1969.
9. *Crowell J. C.*, Movement histories of faults in the Transverse Ranges and speculations on the tectonic history of California, in: *Dickinson W. R., Grantz A.*, eds., Proc. Conference on Geologic Problems of San Andreas Fault System, Stanford California, Stanford Univ. Publ., Geol. Sciences, 374 p., 1968.
10. *Dewey J. F., Bird J. M.*, Mountain belts and the new global tectonics, J. Geophys. Res., **225**, pp. 521—525, 1970.
11. *Dickinson W. R.*, The new global tectonics, Geotimes, **15**, № 4, pp. 18—22, 1970.
12. *Elsasser W. M.*, Convection and stress propagation in the upper mantle, Princeton Univ. Tech. Rep., 5, pp. 223—246, 1967.
13. *Ernst W. G.*, Mineral parageneses in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California, Geol. Soc. Am. Bull., **76**, pp. 879—914, 1965.
14. *Ernst W. G.*, Tectonic contact between the Franciscan mélange and the Great Valley sequence — Crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone, J. Geophys. Res., **75**, pp. 886—901, 1970.
15. *Grunau H. R.*, Radiolarian cherts and associated rocks in space and time, Eclog. Geol. Helv., **58**, pp. 157—208, 1965.
16. *Hamilton W.*, Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 2409—2430, 1969.
17. *Haarmann E.*, Die Oszillationstheorie, Stuttgart, Ferdinand Enke, 260 p., 1930.
18. *Hsü K. J.*, Franciscan rocks of Santa Lucia Range, California, and the argille scagliose of the Apennines, Italy, A comparison in style of deformation, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 87, pp. 210—211, 1965.
19. *Hsü K. J.*, Mesozoic geology of the California Coast Ranges — A new working hypothesis, in: *Schaer J.*, ed., Etages tectoniques, Neuchâtel, à la Baconnière, pp. 279—296, 1967.
20. *Hsü K. J.*, Principle of mélanges and their bearing on the Franciscan — Knoxville paradox, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, pp. 1063—1074, 1968.
21. *Hsü K. J.*, Preliminary report and geologic guide to Franciscan mélanges of the Morro Bay — San Simeon area, California, Calif. Div. Mines Geol. Spec. Publ., 35, 46 p., 1969a.
22. *Hsü K. J.*, Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 927—952, 1969b.
23. *Hsü K. J.*, Cohesive strength, toe effect, and the mechanics of imbricated overthrusts, Proc. 2nd Intern. Rock Mech. Conf., Paper 3—36, 4 p., 1970.
24. *Hsü K. J.*, Franciscan mélanges as a model for geosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics, J. Geophys. Res., **75**, pp. 1162—1170, 1971.
25. *Hsü K. J., Andrews J. E.*, History of South Atlantic basin, in: *Maxwell A. E. and others*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **3**, pp. 464—467, 1970.
26. *Hsü K. J., Ohrbom R.*, Mélanges of San Francisco Peninsula — Geologic reinterpretation of type Franciscan, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **53**, pp. 1348—1367, 1969.
27. *Hubbert M. K., Rubey W. W.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 115—166, 1959.
28. *Isacks B., Molnar P.*, Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere, Nature, **223**, pp. 1121—1124, 1969.
29. *Jacoby W. R.*, Instability in the upper mantle and global plate movements, J. Geophys. Res., **75**, pp. 5671—5680, 1970.
30. *Jacoby W. R.*, Gravitational instability and plate tectonics, 1973 (см. статью на стр. 39 настоящего сборника).
31. *Jeffreys H.*, The Earth, Cambridge, England, Cambridge Univ. Press, 278 p., 1929.
32. *Jennings C. W.*, Geologic map of California, Calif. Div. Mines 1/250 000, 1959.
33. *Katsumata M., Sykes L. R.*, Seismicity and tectonics of the western Pacific, Izu — Mariana — Caroline and Ryukyu — Taiwan regions, J. Geophys. Res., **74**, pp. 5923—5948, 1969.

34. *Keith T. C., Coleman R. G.*, Albite-pyroxene-glaucophane schist from Valley Ford, California, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 600-*C*, pp. 13—17, 1968.
35. *Knopoff L.*, Continental drift and convection, in: The Earth's crust and upper mantle, Geophys. Monog. 13, Washington, D.C., Am. Geoph. Union, pp. 683—693, 1969 [см. русский перевод в кн. «Земная кора и верхняя мантия», «Мир», М., 1972].
36. *Lee D. E., Thomas H. H., Marvin R. F., Coleman R. G.*, Isotopic ages of glaucophane schists from the area of Cazadero, California, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 473-*D*, pp. 105—107, 1964.
37. *Maxwell J. C.*, Turbidite, tectonic and gravity transport, northern Apennine Mountains, Italy, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **43**, pp. 2701—2719, 1959.
38. *McKee B.*, Widespread occurrence of jadeite, lawsonite, and glaucophane in central California, Am. Journ. Sci., **260**, pp. 596—610, 1962.
39. *Moores E. M.*, Petrology and structure of the Vourinos ophiolite compex of northern Greece, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 118, 74 p., 1969.
40. *Orowan E.*, The origin of the oceanic ridges, Sci. Am., **214**, pp. 103—119, 1969.
41. *Page B. M.*, Gravity tectonics near Passo della Cisa, Northern Apennines, Italy, Geol. Soc. Am. Bull., **74**, pp. 655—672, 1963.
42. *Page B. M.*, Geology of the Coast Ranges of California, Calif. Div. Mines Geol. Bull. 190, pp. 255—276, 1966.
43. *Page B. M.*, Sur-Nacimiento fault zone of California, Continental margin tectonics, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 667—690, 1970.
44. *Plafker G.*, Tectonics of the March 27, 1964 Alaska Earthquake, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 543-*I*, 74 p., 1969.
45. *Raleigh C. B., Griggs D. T.*, Effect of the toe in the mechanics of overthrust faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 115—166, 1963.
46. *Staub R.*, Der Bewegungsmechanismus der Erde, Berlin, Borntraeger, 270 p., 1928.
47. *Suppe J.*, Times of metamorphism in the Franciscan terrain of the northern Coast Ranges, California, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 135—142, 1969.
48. *Swe W., Dickinson W. R.*, Sedimentation and thrusting of late Mesozoic rocks in the Coast Ranges near Clear Lake, California, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 165—188, 1970.
49. *Thayer T. P.*, Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 1515—1522.
50. *Van Bemmelen R. W.*, De Undatie-theorie, Natuurk. Tijdschr. Ned. Indië, 92, pp. 85—242, 373—402, 1932.
51. *Van Bemmelen R. W.*, Mountain building, The Hague, Martinus Nijhoff, 177 p., 1954.
52. *Van Bemmelen R. W.*, Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung, Geol. Rund., **50**, pp. 474—499, 1960.
53. *Van Bemmelen R. W.*, Mega-undations as cause of continental drift, Geol. Mijnb., 9, pp. 320—333, 1965a.
54. *Van Bemmelen R. W.*, The importance of the geonomic dimensions for geodynamic concepts, Earth Sci. Reviews, 3, pp. 79—110, 1967.
55. *Van Bemmelen R. W.*, The Alpine loop of the Tethys zone, Tectonophysics, 8, pp. 102—113, 1969.

СТРОЕНИЕ ПРОВИНЦИИ БАССЕЙНОВ И ХРЕБТОВ КАК РЕЗУЛЬТАТ НЕГЛУБОКИХ РАЗРЫВОВ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ БОЛЬШОГО БАССЕЙНА)

Л. Райт[1], *Б. Троксел*[2]

Геологи давно установили, что многие хребты в Провинции бассейнов и хребтов Кордильер Северной Америки состоят из наклонных блоков, ограниченных разрывами. Кроме того, они накопили большое количество данных о том, что этот наклон начал развиваться в кайнозое и что он может считать-

[1] Факультет наук о Земле университета штата Пенсильвания, Юниверсити-Парк, штат Пенсильвания.
[2] Калифорнийское ведомство шахт и геологии, Сакраменто, штат Калифорния (адрес в настоящее время: Геологическое общество Америки, Боулдер, штат Колорадо).

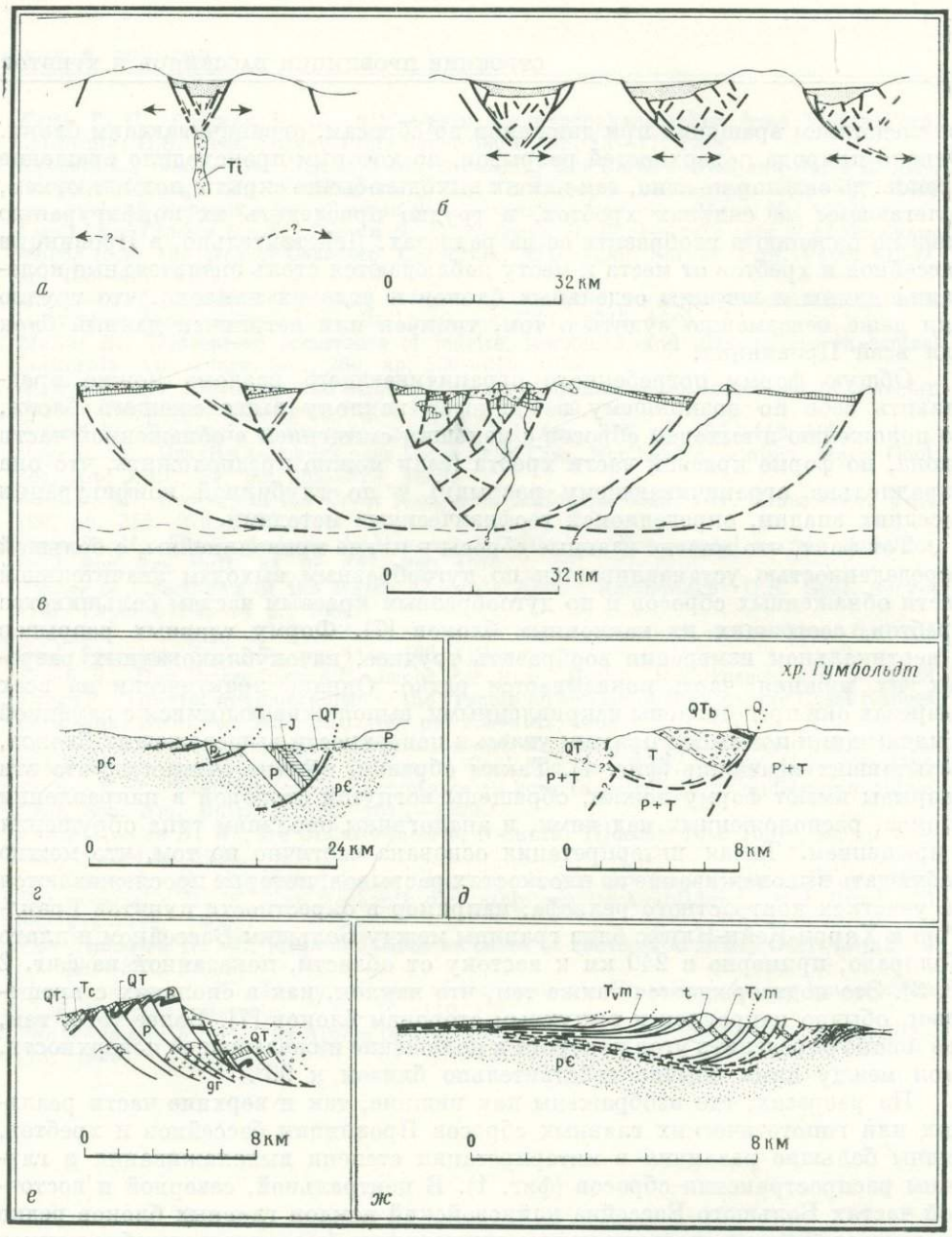
ся следствием вращения при движении по сбросам, ограничивающим блоки. Однако природа поверхностей разрывов, по которым происходило вращение блоков, до сих пор не ясна, так как их выходы обычно скрыты под аллювием, залегающим на склонах хребтов, и трудно проследить их конфигурацию вниз по падению и изобразить ее на разрезах. Действительно, в Провинции бассейнов и хребтов от места к месту наблюдаются столь значительные колебания длины и ширины отдельных блоков и угла их наклона, что трудно или даже невозможно судить о том, типичен или нетипичен данный блок для всей Провинции.

Общую форму погребенного ограничивающего разлома можно представить себе по возникшему в кайнозое наклону вышележащего блока, по положению и выходам сбросов с меньшим смещением в обнаженной части блока, по форме краевой части хребта (если можно предположить, что она параллельна ограничивающему разрыву) и по глубинной конфигурации соседних впадин, определяемой геофизическими методами.

Тот факт, что многие главные сбросы в плане криволинейны, с большой определенностью устанавливается по дугообразным выходам значительной части обнаженных сбросов и по дугообразным краевым частям большинства хребтов, состоящих из наклонных блоков [7]. Форму главных разрывов в вертикальном измерении вообразить труднее, на опубликованных разрезах их нижняя часть показывается редко. Однако практически на всех разрезах они представлены искривленными, выполаживающимися с глубиной и падающими почти под прямым углом к поверхности вышележащих блоков, испытавших вращение (фиг. 1). Таким образом, обычно считается, что эти разрывы имеют форму ложки, обращены вогнутой стороной в направлении блоков, расположенных над ними, и аналогичны оползням типа обрушения с вращением. Такая интерпретация основана частично на том, что можно наблюдать выполаживание на плоскостях разрывов, которые прослеживаются на участках контрастного рельефа, например в окрестности пунктов Гранд-Уош и Харри-Кейн-Клифс близ границы между Большим Бассейном и плато Колорадо, примерно в 240 км к востоку от области, показанной на фиг. 2 [5, 3]. Это подтверждается также тем, что наклон, как в оползнях с вращением, обычно направлен к вышуклым сторонам блоков [7]. Более того, там, где можно определить угол поворота и положение нижележащей поверхности, угол между ними обычно действительно близок к 90°.

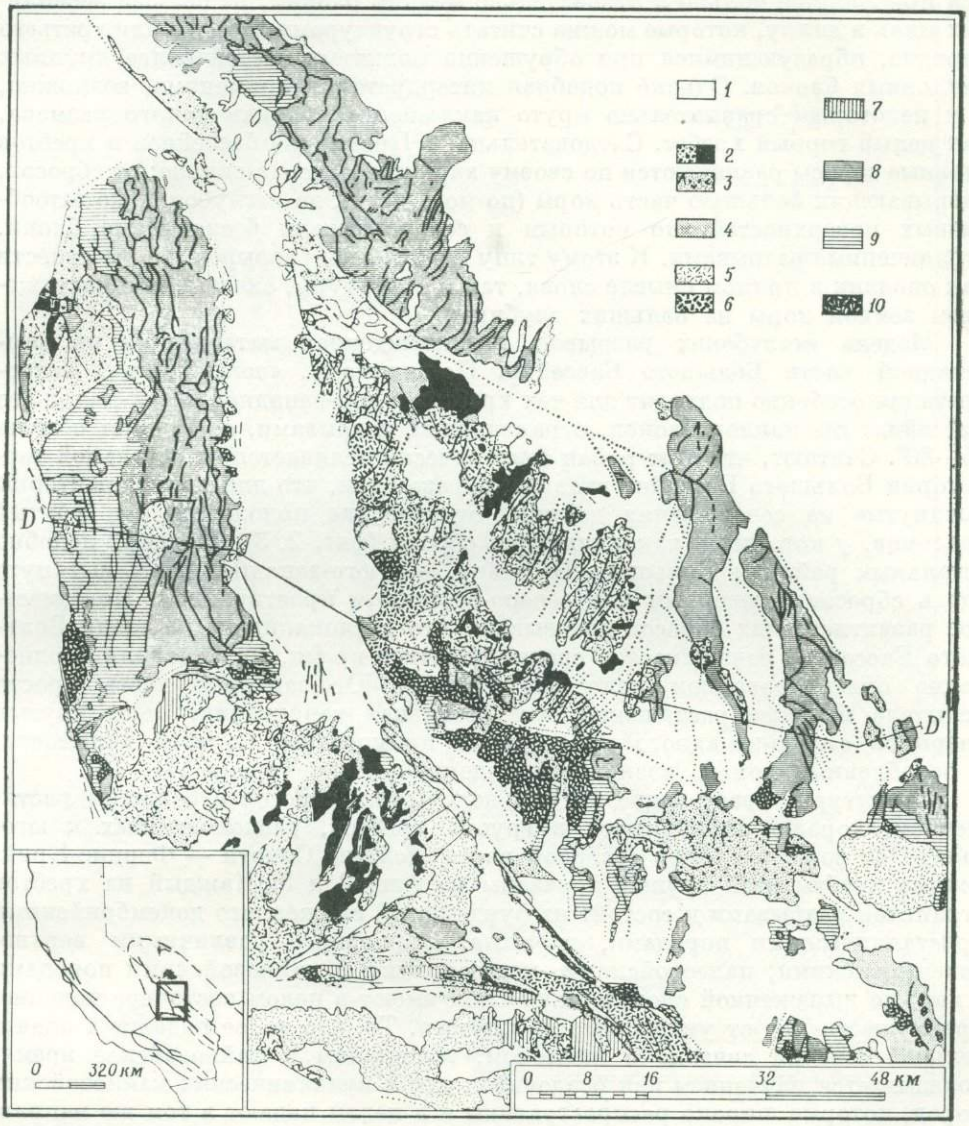
На разрезах, где изображены как нижние, так и верхние части реальных или гипотетических главных сбросов Провинции бассейнов и хребтов, видны большие различия в интерпретации степени выполаживания и глубины распространения сбросов (фиг. 1). В центральной, северной и восточной частях Большого Бассейна кайнозойский наклон главных блоков редко превышает 20°, а ограничивающие их разрывы (там, где они обнажаются на поверхности) обычно падают почти вертикально [2, стр. 158; 11, стр. 1027]. Обычно считается, что эти разрывы сохраняют крутое падение до глубин 8—24 км и больше, образуя горсты и грабены глубокого заложения (фиг. 1, *а*, *б*). Такая «глубинная» интерпретация подтверждается геофизическими данными, накопленными разными исследователями и недавно обобщенными Стюартом [11]; геометрически это совместимо с характером относительно широких и полого наклоненных блоков, ограниченных разрывами. Вариант «глубинной» интерпретации был предложен Маккином [6; см. также 10, стр. 103], который считает, что сбросы в Провинции бассейнов и хребтов связаны с центрами вулканической деятельности и становятся существенно горизонтальными на глубинах около 32 км (фиг. 1, *в*).

На других профилях через Провинцию бассейнов и хребтов выполаживание сбросов показано на гораздо меньших глубинах (фиг. 1, *г*, *е*, *ж*). Некоторые круто наклоненные блоки интерпретируются как лежащие на поверхностях бескорневых, прогнутых вниз разрывов, таких, как показано



Фиг. 1. Реальные, идеализированные и гипотетические разрезы через отдельные районы Большого Бассейна.

Даны различные варианты интерпретации формы сбросов на глубине. *а*, *б* — идеализированные разрезы, показывающие систему глубинных горстов и грабенов [12, 11, с изменениями]. Главные разрывы проникают в земную кору на глубину 16 км и более. Блоки наклонены слабо или вообще не наклонены. Крутое падение разрывов сохраняется до средних глубин. Растяжение более глубоких частей коры выражается во внедрении интрузивных тел (перекрещивающиеся линии) и (или) в твердом течении. *в* — гипотетический профиль [6; см. также 10], иллюстрирующий возможную связь между вулканической деятельностью и образованием сбросов. Главные сбросы ограничивают полого наклоненные блоки и выполаживаются до горизонтального положения на глубинах от 24 до 32 км. Вертикальные линии — тела экструзивных и интрузивных изверженных пород; точками показаны третичные и четвертичные осадочные породы. *г* — профиль [5] от долины реки Верджин, штат Невада, до плато Колорадо, штат Аризона; видны блоки, круто наклоненные по неглубоким сбросам, которые выполаживаются на различных глубинах. $p\epsilon$ — докембрийский кристаллический комплекс; *P*, *T*, *J* и *QT* — палеозойские, триасовые, юрские и третично-четвертичные осадочные породы соответственно. *д* — профиль [13] через часть хребта Гумбольдт, штат Невада, на котором ограниченный разрывами блок интерпретируется как бескорневое оползневое тело. *P*, *T*, T_c, *QT* и *Q* — палеозойские, триасовые, третичные, третично-четвертичные и четвертичные осадочные породы соответственно; QT_b — третичные и четвертичные базальты. *е* — гипотетический разрез [9] через типичный хребет Провинции бассейнов и хребтов; показаны сбросы, выполаживающиеся приблизительно на одной и той же сравнительно небольшой глубине. *P* — палеозойские осадочные породы; *gr* — мезозойские или третичные граниты; T_c — третичные осадочные и вулканические породы; *QT* — третичные и четвертичные осадочные породы. *ж* — профиль [1] через горы Эльдорадо, штат Невада; показано чрезвычайно сильное растяжение слоистых вулканических пород с образованием сбросов, расположенных подобно черепице и сливающихся на очень небольшой глубине. $p\epsilon$ — докембрийский кристаллический комплекс; T_v *m* — смешанные третичные вулканические породы, содержащие прослой туфов (*t*) и подчиненные прослои осадочных пород (в нижней части).



Фиг. 2. Геологическая карта центрального и южного районов Долины Смерти.

На обзорной карте-врезке затушевана область, в пределах которой кайнозойские блоки, ограниченные разрывами, наклонены в целом круче, чем на остальной территории Большого Бассейна. Использованы данные различных авторов, указанных на листе «Долина Смерти» Геологической карты Калифорнии (1958; готовится к печати пересмотренное издание) и на листе «Трона» Геологической карты Калифорнии (1963). *1* — четвертичный аллювий; *2* — плиоцен-плейстоценовые базальты и андезиты (справа) и осадочные породы; *3* — третичные вулканические породы; *4* — третичные осадочные породы; *5* — мезозойские и третичные граниты; *6* — мезозойские (?) диориты; *7* — мезозойские вулканические и осадочные породы; *8* — верхнедокембрийские и палеозойские осадочные породы; *9* — верхнедокембрийская группа Парамп, преимущественно осадочные породы; *10* — нижнедокембрийские метаморфические и изверженные породы.

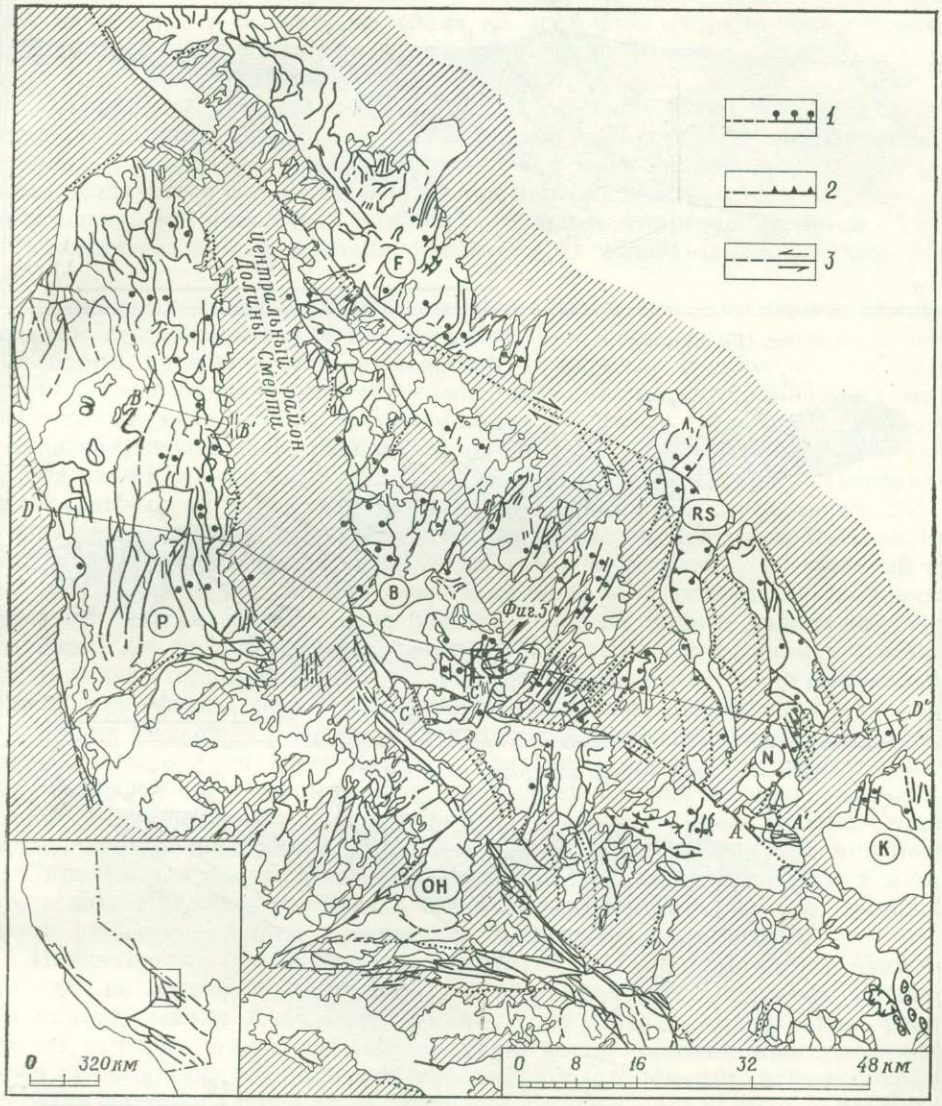
на фиг. 1, *д* [13]. В таком представлении они имеют вид настоящих оползней, где происходит обрушение и вращение. В настоящее время эта интерпретация применяется только к относительно мелким блокам, не больше нескольких миль в длину, которые можно считать структурами второго или третьего порядка, образующимися при обрушении поднятых частей более крупных наклонных блоков. Однако подобная интерпретация применима, возможно, и к некоторым сравнительно круто наклоненным блокам такого размера, как целый горный хребет. Следовательно, в Провинции бассейнов и хребтов главные сбросы различаются по своему характеру весьма сильно: от сбросов, разрывающих большую часть коры (по мощности), до неглубоких корытообразных поверхностей, по которым и соскальзывали бескорневые блоки, ограниченные разрывами. К этому типу неглубоких разрывов можно отнести как оползни в прямом смысле слова, так и структуры, связанные с растяжением земной коры на больших глубинах.

Модель неглубоких разрывов, подтвержденная материалами по юго-западной части Большого Бассейна. По-видимому, «неглубинная» интерпретация особенно подходит для тех хребтов в юго-западной части Большого Бассейна, где наклон блоков, ограниченных разрывами, составляет обычно 45—80°. Считают, что этот район тектонически отличается от остальной территории Большого Бассейна главным образом тем, что для него характерны вытянутые на северо-запад долины, отмечающие положение зон крутых разломов, у которых и заканчиваются сбросы (фиг. 2, 3). Однако, подобно остальным районам Большого Бассейна, его юго-западная часть вытянута вдоль сбросов с северным или северо-восточным простиранием. Повсеместное развитие таких сбросов доказывает, что дислокации на площади Большого Бассейна, начавшиеся в среднетретичное время, происходили в однородно ориентированном поле напряжений. Юго-западная часть просто испытала большее растяжение, чем остальная территория. Зоны крутых разрывов северо-западного простирания приурочены, по всей видимости, к ослабленным зонам, возникшим в докембрийское время [14, 16].

Структуры, отвечающие модели неглубоких сбросов с большим растяжением, хорошо проявляются в группе хребтов, расположенных к юго-западу от зоны разломов северной части Долины Смерти — Фернис-Крик; южные хребты этой группы показаны на фиг. 2 и 3. Каждый из хребтов ограничен разрывами и состоит из фундамента, сложенного докембрийскими кристаллическими породами, и чехла, сложенного различными верхнедокембрийскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами с хорошо выраженной слоистостью. Слои имеют в целом восточное падение, преимущественно от умеренного до крутого. То, что такое падение в значительной степени связано с наклоном, возникшим в кайнозойское время, доказывается изучением как осадочных, так и вулканических кайнозойских пород, которые широко распространены и в целом падают в том же направлении и примерно так же круто, как и подстилающие их более древние слоистые толщи. В блоках, сложенных дотретичными, третичными и плиоцен-плейстоценовыми породами, можно видеть постепенное уменьшение падения вверх по разрезу. На некоторых площадях, особенно в горах Блэк-Маунтинс и в хребте Панаминт, кристаллический фундамент прорван крупными мезозойскими и третичными интрузиями и роями третичных даек.

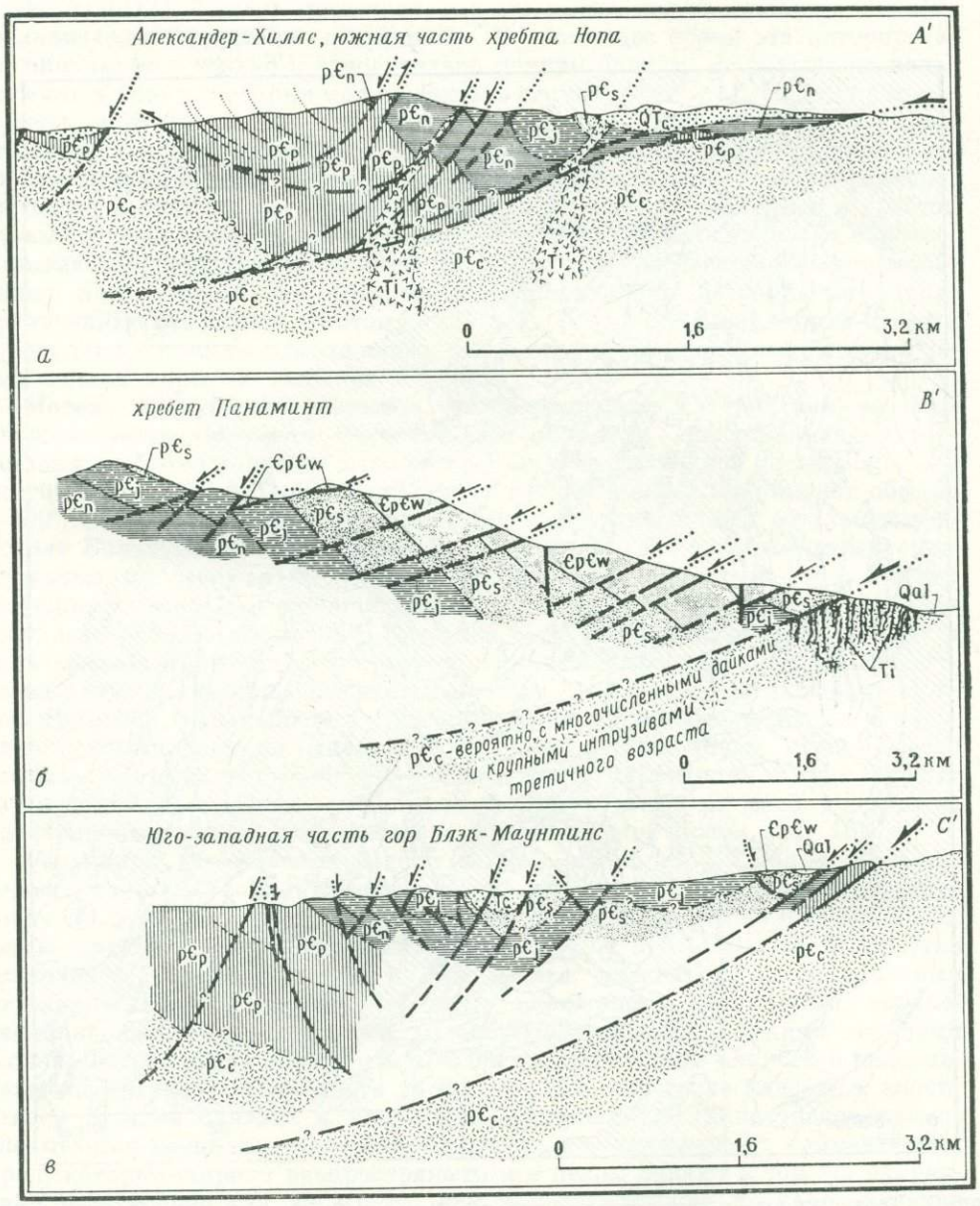
За небольшим исключением, все разрывы северо-северо-западного и северо-восточного простирания, показанные на фиг. 2 и 3, по знаку движения представляют собой сбросы, и почти для всех сбросов можно наблюдать или предполагать западное падение. Там, где углы падения можно замерить на поверхности, они обычно оказываются меньше 60°, а чаще всего даже меньше 45°.

В участках обнаженного контакта между слоистым чехлом и нижележащим комплексом часто видны следы интенсивного движения. В нескольких



Фиг. 3. Карта южного и центрального районов Долины Смерти, на которой показаны главные разрывы и направления относительных смещений.

Затушеванное — четвертичный аллювий, местами дислоцированный; светлое — дочетвертичные породы. Все смещения по сбросам произошли, вероятно, в кайнозое. Образование надвигов в хребтах Рестинг-Спринг и Нопа, очевидно, произошло раньше, чем возникновение сбросов. Линии профилей *AA'*, *BB'*, *CC'* и *DD'* относятся к фиг. 4 и 6. *P* — хребет Панаминт; *B* — горы Блэк-Маунтинс; *F* — горы Фьюнерал; *RS* — хребет Рестинг-Спринг; *N* — хребет Нопа; *K* — хребет Кингстон; *OH* — горы Аулсхед. *1* — сбросы, штрихи с точками — на опущенном крыле; *2* — надвиги, зубцы на надвинутой плите (древние породы на молодых); *3* — сдвиги, стрелками показано относительное смещение.



Фиг. 4. Профили через районы, показанные на фиг. 3, где обнажены падающие на запад пологие сбросы с большим смещением.

На всех профилях поверхность разрыва отделяет докембрийский кристаллический комплекс от вышележащих блоков, сложенных преимущественно верхнедокембрийскими и кембрийскими осадочными породами, которые в целом имеют восточное падение (от умеренного до крутого). Во внутренней структуре каждого блока преобладают сбросы. $p\mathcal{E}c$ — докембрийский кристаллический комплекс; $p\mathcal{E}p$ — верхнедокембрийская группа Парамп, нерасчлененная; $p\mathcal{E}n$, $p\mathcal{E}j$, $p\mathcal{E}s$ — верхнедокембрийские доломиты Нундей, формация Джонни и кварциты Стерлинг соответственно; $\mathcal{E}p\,\mathcal{E}w$ — формация Вуд-Каньон верхнедокембрийского — кембрийского возраста; Ti — третичные интрузивные изверженные породы; Tc — третичные осадочные породы; QTc — третичные и четвертичные осадочные породы; Qal — четвертичный аллювий. Разрез *б* построен по данным работы [4].

местах под наклоненными на восток блоками прослеживаются главные сбросы, полого падающие на запад. Разрезы через два таких участка показаны на фиг. 4, *а*, *б*: один проходит по восточной стороне возвышенности Александер-Хиллс у южного окончания хребта Нопа, а другой (ниже) — вдоль восточного фланга хребта Панаминт.

Поверхность разрыва в обоих местах отделяет нижний комплекс, сложенный главным образом докембрийскими кристаллическими породами, от блока, сложенного преимущественно верхнедокембрийскими и кембрийскими осадочными формациями. Обе эти поверхности интерпретируются как части одного регионального надвига — надвига Амаргоса [8; 4, стр. A129], но имеющиеся данные позволяют считать их отдельными пологими сбросами [15].

Независимо от того, связаны ли поверхности этих разрывов друг с другом, они определенно представляют собой плоскости, по которым вышележащие блоки передвигались посредством вращения. Поскольку эти блоки нарушены многочисленными сбросами с небольшими смещениями и практически не содержат других проявлений кайнозойских дислокаций, вращение блоков сопровождалось, очевидно, внутренним растяжением.

Наклоненный к востоку блок, образующий возвышенность Александер-Хиллс, лежит на поверхности разрыва, которая на протяжении 3,2 км к востоку от главной группы холмов этой возвышенности прослеживается как волнистая, но в целом горизонтальная поверхность. На восточной стороне блока среди обнажений интрузивных и эффузивных вулканических пород третичного возраста поверхность разрыва полого падает на запад, под блок, где она, очевидно, проникает под небольшим углом в комплекс кристаллических пород (фиг. 4, *а*). Таким образом, в этом месте превосходно, в трех измерениях, видна поверхность смещения, проходящая под одним из хребтов Большого Бассейна, имеющих наклон от умеренного до крутого. Возвышенность Александер-Хиллс — это самый южный из группы связанных между собой и ограниченных разрывами блоков, которые составляют хребет Нопа, в свою очередь сильно напоминающий хребет Рестинг-Спринг, расположенный поблизости. Это сходство тектонического строения позволяет предположить, что 1) во внутренних частях этих двух хребтов многие сбросы заканчиваются у контакта чехла и фундамента и 2) сбросы, проникающие в фундамент, имеют падение от умеренного до пологого.

Поверхность разрыва вдоль восточного склона хребта Панаминт (фиг. 4, *в*) проходит по местности, которая во многих отношениях является увеличенной копией района Александер-Хиллс. Этот падающий на запад разрыв так же отделяет нижележащий комплекс докембрийских кристаллических пород от осадочных пластов позднедокембрийского и кембрийского возраста, имеющих восточное падение. И точно так же здесь обнажены тела третичных интрузивных и эффузивных пород, но в гораздо большем количестве, чем на возвышенности Александер-Хиллс.

Хант и Мейби [4] предполагают, что пологий разрыв хребта Панаминт является частью регионального надвига, возникшего в меловое или юрское время, а позднее, в эпоху диастрофизма бассейнов и хребтов, разбитого сбросами. Однако они считают, что там, где пологие разрывы смещают вулканические породы третичного возраста, надвиги могут быть связаны с формированием тел третичных магматических пород. Кроме того, они отмечают, что третичные эффузивные породы, обнажающиеся над пологим разрывом, падают под углом 15—20° на восток, примерно на 20° положе, чем более древние осадочные породы, на которых они залегают. Поэтому они делают вывод, что такое падение вулканических пород было результатом наклона всего хребта, включая поверхность разрыва, после образования надвига.

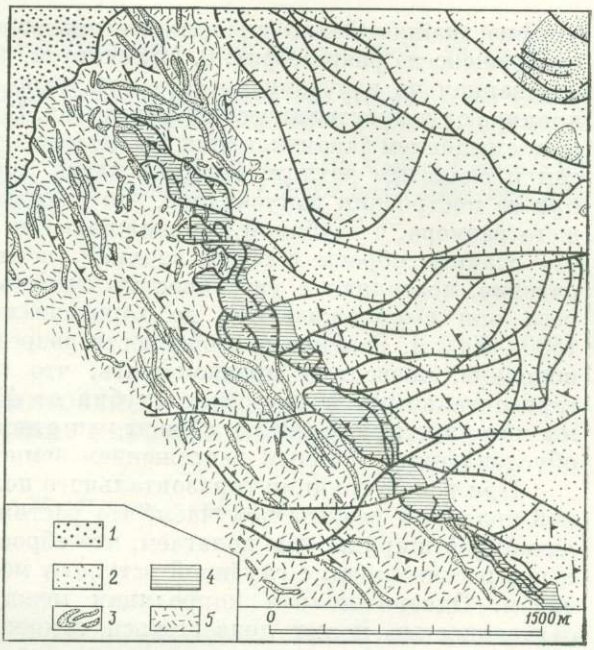
Мы отдаем предпочтение другой интерпретации и считаем, что пологий разрыв представляет собой просто падающую под небольшим углом нижнюю

часть главного сброса, по которому в кайнозойское время происходило вращение вышележащих пород в восточном направлении. Таким образом, наклон этих слоистых пород не обязательно сколь-либо заметно повлиял на положение разрыва. Такая интерпретация позволяет исключить гипотетическое надвигание по поверхности разрыва, предшествовавшее началу образования сбросов, и соответствует данным о степени одновременности возникновения разрывов и третичного вулканизма. Она объясняет также различное падение третичных и более древних осадочных пород как результат продолжавшегося вращения отдельных блоков и ломтеобразных пластин.

Тела третичных интрузивных пород, обнаженные в нижней части восточного склона хребта Панаминт, состоят главным образом из роев даек и мелких неправильных тел и имеют в основном кислый состав [4]. Их гораздо больше в кристаллических породах под разрывом, чем в вышележащем блоке. Рои даек, имевшие первоначально северное простирание, обнаруживают резкий контакт с вмещающими метаморфизованными породами и, по оценке Ханта и Мейби, занимают 20% или больше объема нижнего комплекса пород. Таким образом, они свидетельствуют о сильном растяжении массива кристаллических пород в широтном направлении, которое произошло одновременно с некоторым смещением по пологому разрыву и по сбросам (с малым смещением) в вышележащем блоке.

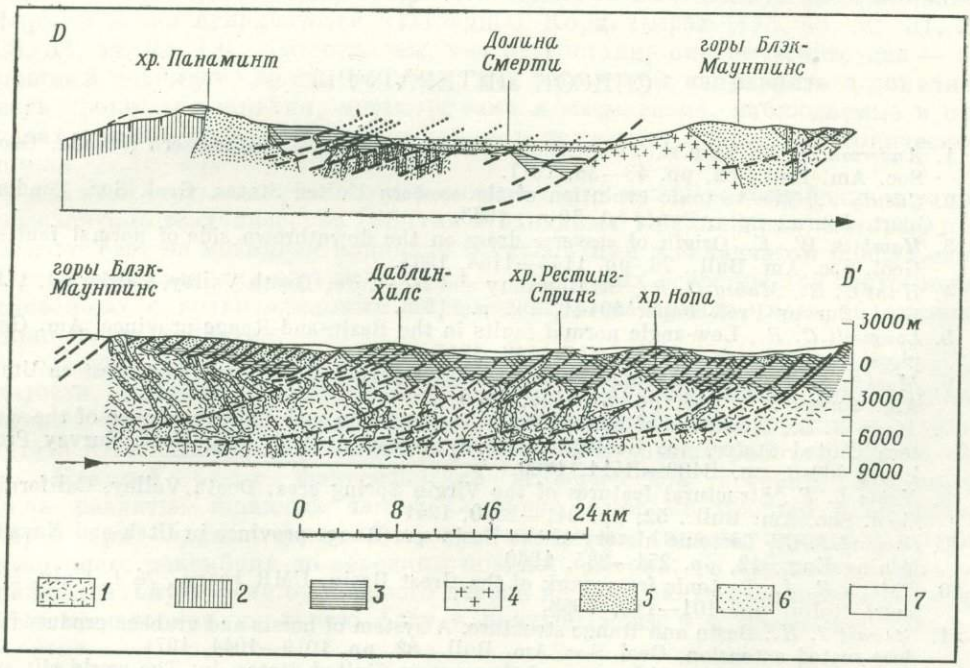
На фиг. 4, *в* показан наклоненный к востоку блок, ограниченный разрывами, который образует часть западного фланга южного района гор Блэк-Маунтинс и находится в области, где Нобл [8] впервые отметил в 1941 г. беспорядочные в структурном отношении тела горных пород, названные им «хаосом Амаргоса». Хотя эти хаотические массы первоначально интерпретировались как части регионального надвига, мы считаем, что они образовались частично на нижней стороне наклоненных блоков [15]. Доказательства такого толкования можно найти в разрезе. Дислоцированные породы непосредственно над главным разрывом квалифицируются (в терминологии Нобла) как хаос, но породы, залегающие в этом блоке выше по разрезу, дислоцированы меньше, чем подразумевает этот термин. Грубо синклинальная структура, прослеживающаяся в пластах наклоненного блока, имеющих восточное падение, выглядит как результат волочения по разрыву. Следовательно, в этой местности также можно наблюдать свидетельства того, что пологий разрыв служил поверхностью вращения для блоков, наклоненных на восток. Хотя здесь этот разрыв и наклонный блок являются, возможно, структурами второго порядка, образовавшимися в результате сползания с поверхности более крупного и более полого наклоненного блока, такого же, как изображенный на фиг. 1, *д*, их геологическое положение до такой степени напоминает положение двух блоков, изображенных на фиг. 4, *а* и *б*, что мы предполагаем аналогичную зависимость; все три структуры образовались в результате оползания больших масс горных пород. В других местах контакт между комплексом пород фундамента и слоистым чехлом указывает на иной характер деформации, проявляющейся в виде многочисленных сбросов с небольшим смещением, нарушающих чехол, причем каждый сброс становится пологим и соединяется с другими на касательной плоскости, образующей зону смещения на контакте или возле него. Эти черты структуры особенно хорошо видны в местности, показанной в верхней части фиг. 5, в горах Блэк-Маунтинс. И здесь контакт был описан как часть надвига Амаргоса [8], но мы считаем хаотический облик чехла следствием главным образом образования сбросов. Мы тоже, как и Нобл, считаем, что лишь немногие сбросы, рассекающие фундамент, проникают в него глубже, чем на несколько сотен футов, и что фундамент пронизан роем третичных даек.

Региональный разрез через центральную часть Долины Смерти. Большинство структурных особенностей, характеризующих, по нашему



Фиг. 5. Геологическая карта части южного района гор Блэк-Маунтинс.

Видно, что сбросы (сплошные линии с зубчиками) заканчиваются на контакте или возле контакта между кристаллическим комплексом и чехлом, сложенным докембрийскими и палеозойскими осадочными породами и кайнозойскими вулканическими и осадочными породами. Положение района показано на фиг. 3. *1* — плиоцен-плейстоценовые фангломераты; *2* — плиоцен-плейстоценовые; базальты; *3* — третичные интрузивные и эффузивные вулканические породы; *4* — верхнедокембрийские и палеозойские осадочные породы; *5* — нижнедокембрийский комплекс.



Фиг. 6. Геологический разрез по линии *DD'*, положение которого показано на фиг. 2 и 3.

1 — нижнедокембрийский комплекс; *2* — верхнедокембрийская группа Парами; *3* — верхнедокембрийские и палеозойские осадочные породы; *4* — мезозойские (?) интрузивные породы; *5* — кайнозойские интрузивные и экструзивные породы; *6* — плиоцен-плейстоценовые осадочные породы; *7* — четвертичный аллювий.

мнению, кайнозойские деформации центрального района Долины Смерти, изображено на разрезе фиг. 6. Мы считаем, что верхняя часть этого разреза, основанная на изучении поверхности, ясно указывает, что главные сбросы проникают в кристаллический фундамент. С другой стороны, сбросы с меньшим смещением заканчиваются у контакта между кристаллическим комплексом и слоистым чехлом. Нижняя часть разреза, конечно, гипотетическая; при ее построении допускалось, что главные сбросы, как и сбросы меньшего размера, с глубиной выполаживаются. Если это так, то данные о том, что главные сбросы в своей верхней части имеют умеренное до пологого падение, позволяют с уверенностью считать, что в западной половине разреза они выполаживаются до горизонтального положения на глубинах 1500—9000 м. Различные особенности разреза, наблюдаемые в его восточной половине, позволяют предположить, что главные сбросы там становятся горизонтальными в интервале глубин от 4500 до 9000 м. Таким образом, мы интерпретируем все эти сбросы как относительно неглубокие структуры, обусловленные сильным растяжением земной коры.

При реконструкции горизонтального положения слоистых пород восточной половины разреза получаем, что растяжение составило 30—50% первоначальной ширины. Мы полагаем, что сбросы как главные явления, связанные с растяжением, с глубиной уступают место роям даек и крупным интрузивам. Однако полная корреляция между растяжением и интрузивной деятельностью может подвергаться сомнению, потому что 1) растяжение выражено сильнее в восточной части разреза, тогда как наибольшее количество тел третичных изверженных пород обнажается в районе гор Блэк-Маунтинс, и 2) блоки продолжали наклоняться и после завершения последнего крупного эпизода вулканизма. Поэтому мы полагаем, что в той части земной коры, которая залегает ниже сбросов, растяжение выразилось как во внедрении интрузивов, так и в твердом течении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson R. E.*, Thin skin distension in Tertiary rocks of southeastern Nevada, Geol. Soc. Am. Bull., **82**, pp. 43—58, 1971.
2. *Gilluly J.*, The tectonic evolution of the western United States, Geol. Soc. London, Quart. Journ., Spec. Paper 80, 69 p., 1963.
3. *Hamblin W. K.*, Origin of «reverse drag» on the downthrown side of normal faults, Geol. Soc. Am. Bull., **76**, pp. 1145—1164, 1965.
4. *Hunt C. B., Mabey D. R.*, Stratigraphy and structure, Death Valley, California, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 494-*A*, 162 p., 1966.
5. *Longwell C. R.*, Low-angle normal faults in the Basin-and-Range province, Am. Geophys. Union Trans., **26**, pp. 107—118, 1945.
6. *Mackin J. H.*, Structural significance of Tertiary volcanic rocks in southwestern Utah, Am. Journ. Sci., **258**, pp. 81—131, 1960.
7. *Moore J. G.*, Curvature of normal faults in the Basin and Range province of the western United States, in: Geological Survey research, 1960, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 400-*B*, pp. B409—B411, 1960.
8. *Noble L. F.*, Structural features of the Virgin Spring area, Death Valley, California, Geol. Soc. Am. Bull., **52**, pp. 941—1000, 1941.
9. *Osmond J. C.*, Tectonic history of the Basin and Range province in Utah and Nevada, Mining Eng., **12**, pp. 251—265, 1960.
10. *Roberts R. J.*, Tectonic framework of the Great Basin, UMR Journ., № 1, Univ. Missouri Rolla, pp. 101—119, 1968.
11. *Stewart J. H.*, Basin and Range structure: A system of horsts and grabens produced by deep-seated extension, Geol. Soc. Am. Bull., **82**, pp. 1019—1044, 1971.
12. *Thompson G. A.*, The rift system of the western United States, in: The world rift system-International Upper Mantle Commission Symposium, Ottawa, Can. Geol. Surv. Paper 66-14, pp. 280—290, 1967.
13. *Wallace R. E.*, Possible origin of homoclinal structure in West Humboldt Range by landslide-like mechanism, an illustration, in: First Basin and Range Geol. Field Conf. Guidebook, Mackay School of Mines, 1965.

14. *Wright L. A., Troxel B. W.*, Limitations on strike-slip displacement along the Death Valley and Furnace Creek fault zones, California, Geol. Soc. Am. Bull., 78, pp. 933—950, 1967.
15. *Wright L. A., Troxel B. W.*, Chaos structure and Basin and Range normal faults: evidence for a genetic relationship (Abs.), Geol. Soc. Am. Spec. Paper 121, pp. 580—581, 1969.
16. *Wright L. A., Williams E. G.*, Precambrian reef complex, Death Valley; Evidence for tectonic control of facies patterns and for antiquity of a major fault, Geol. Soc. Am. abs. with programs, 2, p. 727, 1970.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ НА ПРИМЕРЕ ПОЯСА СЕВИР В ШТАТАХ НЕВАДА И ЮТА [1]

Р. Робертс, М. Криттенден мл. [2]

Природа процессов, вызывающих складчатость, была одной из главных геологических проблем, обсуждавшихся в течение более чем ста лет. После того как была отвергнута контракционная теория, вопросы складчатости рассматривались главным образом в понятиях геотектонического (геосинклинального) цикла. В последнее время достоверность этого представления подверглась сомнению, и многие геологи обратились к разрастанию (спредингу) океанического дна, считая его единственным движущим механизмом формирования складчатости в западных Кордильерах [118, 45, 46, 31, 24, 25, 32, 34, 92, 19]. Мы согласны, что разрастание океанического дна — это мощный механизм, но считаем, что, для того чтобы направлять и локализовать процессы поднятия, метаморфизма и магматизма, наблюдаемые в пределах пояса Севир, необходимы также и движущие силы геотектонического цикла.

В этой статье мы рассматриваем некоторые позднепалеозойские и раннемезозойские тектонические события в западных Кордильерах, которые проливают свет на механизм поднятия и дислокаций в складчатом поясе Севир. Кроме того, мы касаемся некоторых структурных особенностей этого пояса, связанных с гравитационным перемещением материала, которое происходило после поднятия.

Хоуз и Данеш [51] подчеркивают более поздние проявления этой складчатости, особенно формирование и движение тектонических плит под действием силы тяжести от пояса Севир в западные и центральные районы штата Юта, описанные в общих чертах в более ранних работах [89, 50, 49].

Краткий очерк фанерозойской геологической истории. Тектоническое развитие западных частей Северной Америки прошло в фанерозое через три главные фазы: I) фазу ортогеосинклинали, продолжавшуюся с позднего докембрия до середины позднего девона; II) орогенно-позднегеосинклинальную фазу от позднего девона до юры включительно; III) орогенную постгеосинклинальную фазу в позднем мелу и в третичное время.

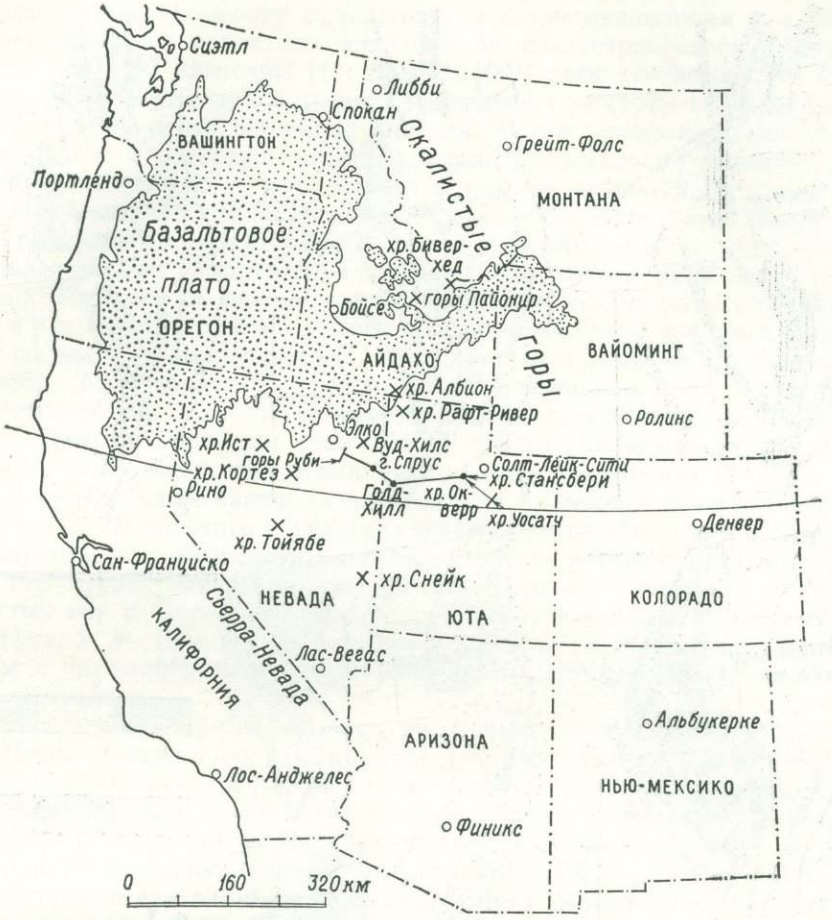
[1] Выражаем признательность за критический разбор этой статьи Д. Уайтбреду, Р. Шолтену и К. А. Дє Джонгу. Благодарим Р. Армстронга, Б. Берчфила, Дж. Девиса, Л. Гроуса, У. Гамильтона, Р. Хоуза, Р. Мёнча, М. Маджа, У. Пирса, Р. Прайса, Дж. Рива и Р. Йейтса за полезное обсуждение.

[2] Геологическая служба США, Менло-Парк, штат Калифорния. Публикация разрешена директором Геологической службы США.

Таблица 1

Главные этапы развития Кордильерского складчатого пояса

	Фаза	Этапы осадконакопления	Эпохи складчатости	Интервал времени	Тектоника окраины континента
III. Посттеосинклинальная	III	Базальтовый вулканизм	Бассейнов и хребтов	От позднего миоцена до настоящего времени (16 — 0 млн. лет)	Окраина кордильерского типа [31]. Вдоль западной окраины континента господствует тектоника плит
		Андезит-риолитовый вулканизм Локальные депрессии		Олигоцен — миоцен (40—15 млн. лет) Эоцен — олигоцен (60—30 млн. лет)	
		Впадины Скалистых гор	Ларамийская	От конца мела до раннетретичного времени (75—40 млн. лет)	
			Берегового хребта	От позднего мела до раннетретичного времени (110—50 млн. лет)	
		Тихоокеанский прогиб		Мел (130—60 млн. лет)	
			Севирская (поздняя стадия)	От позднего мела до раннетретичного времени (110—50 млн. лет)	
		Прогиб Скалистых гор и Сонора		Мел (130—60 млн. лет)	
II. Орогенно-позднегеосинклинальная	IIc		Севирская (ранняя стадия) Невадская	Ранняя юра — поздний мел (170—110 млн. лет) Средняя и поздняя юра (167—132 млн. лет)	Тектоника плит проявляется слабо
		Местные депрессии и прогибы в восточной Калифорнии и западной Неваде, а также на западе штата Юта и в восточной Неваде		Ранний триас — поздняя юра (220—140 млн. лет)	
	IIb		Сономская	Поздняя пермь и ранний триас (240—220 млн. лет)	
		Толща Хавалла в западном прогибе, толща Карлин и другие формации от миссисипского до пермского возраста в восточном прогибе		Поздний пенсильваний — поздняя пермь (300—225 млн. лет)	
	IIa		Антлерская	От позднего девона до среднего пенсильвания включительно (340—300 млн. лет)	
I. Ортогеосинклинальная	I	Кордильерская ортогеосинклиналь		От позднего докембрия до позднего девона (550—360 млн. лет)	Окраина ортогеосинклинального типа

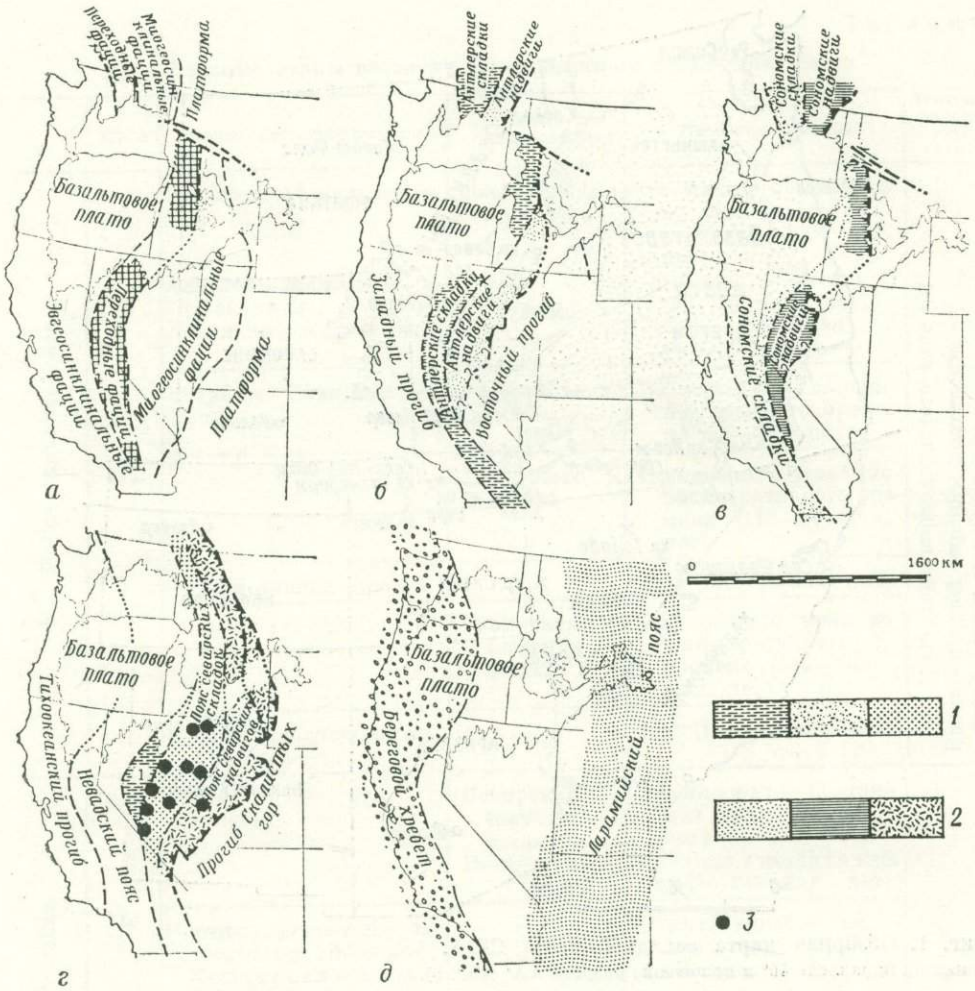


Фиг. 1. Обзорная карта западной части США.
Показана параллель 40° и положение разреза *AA'* (фиг. 8).

Эпоха складчатости севир (севирская складчатость) и связанная с ней невадская складчатость являлись кульминацией фазы II в развитии западной континентальной окраины (табл. 1) [87—90].

В дальнейшем внимание будет сконцентрировано на полосе, проходящей вдоль 40-й параллели, так как здесь геосинклиналь имела бóльшую ширину и условия осадконакопления и тектонического развития западных Кордильер видны яснее, чем на севере и на юге (фиг. 1).

Первоначальное осадконакопление в ортогеосинклинали (фаза I) происходило в трех главных фациальных зонах (фиг. 2, *а*): в восточной миогеосинклинальной зоне мелководных карбонатных пород, отложенных на сиалической коре; в западной эвгеосинклинальной зоне глубоководных обломочных и вулканических пород, отложенных на симатической коре, и в переходной зоне у края раннепалеозойского континента, разделяющей эти две главные фации и содержащей породы обеих фаций. Осадконакопление в ортогеосинклинали продолжалось от позднего докембрия до середины позднего девона включительно; при этом мощность осадков в миогеосинклинальной зоне составила 4600—7700 м, а в эвгеосинклинальной зоне — 12 800 м и больше. Район максимального осадконакопления располагается по обе стороны границы между эвгеосинклинальной и переходной фациями, у основания континентального склона.



Фиг. 2. Главные фазы кордильерского геотектонического цикла.

а — фаза I, распределение фаций в Кордильерской ортогеосинклинали, от позднего докембрия до позднего девона; *б* — фаза IIa, антлерская складчатость, от позднего девона до конца среднего пенсильвания; *в* — фаза IIb, сономская складчатость, поздняя пермь и ранний триас; *г* — фаза IIc, невадская и севирская складчатость, юра и мел; цифрой 1 обозначена зона слабых дислокаций и интрузивной деятельности; *д* — фаза III, постгеосинклинальная стадия, мел и третичный период. *1* — области развития складок; *2* — области развития надвигов; *3* — юрские и меловые интрузивные породы.

В самом конце девона поднятием и дислокациями вдоль этой границы началась фаза II, возвещая наступление эпохи складчатости антлер (антлерской складчатости). Движения достигли максимума в момент формирования надвига Робертс-Маунтинс, по которому глубоководные осадки открытого моря и вулканические породы эвгеосинклинальной и переходной фаций были перемещены на восток на 160 км поверх мелководных осадков миогеосинклинали [86, стр. 106] (фаза II а, фиг. 2, *б*). Обломочный материал был снесен с площади складчатого пояса в ограничивающие его прогибы: западный, образовавшийся в океанических условиях, и восточный, образовавшийся в эпиконтинентальных условиях. Сономская складчатость затронула в поздней перми и раннем триасе породы западного прогиба, в частности среднепенсильванские и нижнепермские осадочные и вулканические породы (фаза IIb, фиг. 1, *в*), в то время как в восточном прогибе произошло только местное поднятие. Невадская складчатость последовала в западном прогибе

за непрерывным процессом вулканизма и осадконакопления и характеризовалась широким развитием интрузий от позднетриасового до мелового возраста (210—80 млн. лет) [12, 39, 62, 100], хотя считается, что главные их проявления относятся к средней и поздней юре (167—132 млн. лет) [64] (фиг. 2, *г*). Частично коррелирующаяся с ней севирская складчатость, проявившаяся в восточном прогибе, характеризовалась умеренной магматической активностью в течение юры и раннего мела [89, 3, 5, 84].

Пояса Севир и Невадский в пределах Невады обособлены друг от друга и имеют различный характер, но на севере и на юге они сливаются. Во время среднемезозойской складчатости находящийся между ними пояс Антлер, который обозначен на фиг. 2, *г* цифрой *1*, был зоной незначительных дислокаций и слабой интрузивной деятельности. Обломочный материал, поступавший с соседних возвышенностей, накапливался в местных прогибах, и сам этот район был, вероятно, внутригорной возвышенностью.

С окончанием орогенно-позднегеосинклинальной фазы, в поздней юре и в мелу, преобладающим стал новый режим, включавший поддвигание Тихоокеанской плиты под западную окраину континента [10, 57, 9, 56, 32—34]. Эти события означали наступление орогенной постгеосинклинальной фазы III. После этого в Тихоокеанском прогибе образовался складчатый пояс Берегового хребта, севирская складчатость постепенно замерла и возникли структуры, обусловленные гравитационной тектоникой, а в прогибе Скалистых гор и Соноры сформировались блоковые поднятия Ларамийского пояса (фиг. 2, *д*). Еще позже, в позднем кайнозое, в зоне между Береговым хребтом и ларамийским поясом образовалась структурная Провинция бассейнов и хребтов.

Этот краткий очерк показывает, что на протяжении фанерозоя западные Кордильеры симметрично расширялись от пояса Антлер в ходе последовательных палеозойских, мезозойских и кайнозойских фаз осадконакопления и складчатости. В течение всего этого времени Кордильеры разрастались в западном направлении поверх океанической коры, тогда как на востоке происходило увеличение мощности континентальной коры и ее стабилизация.

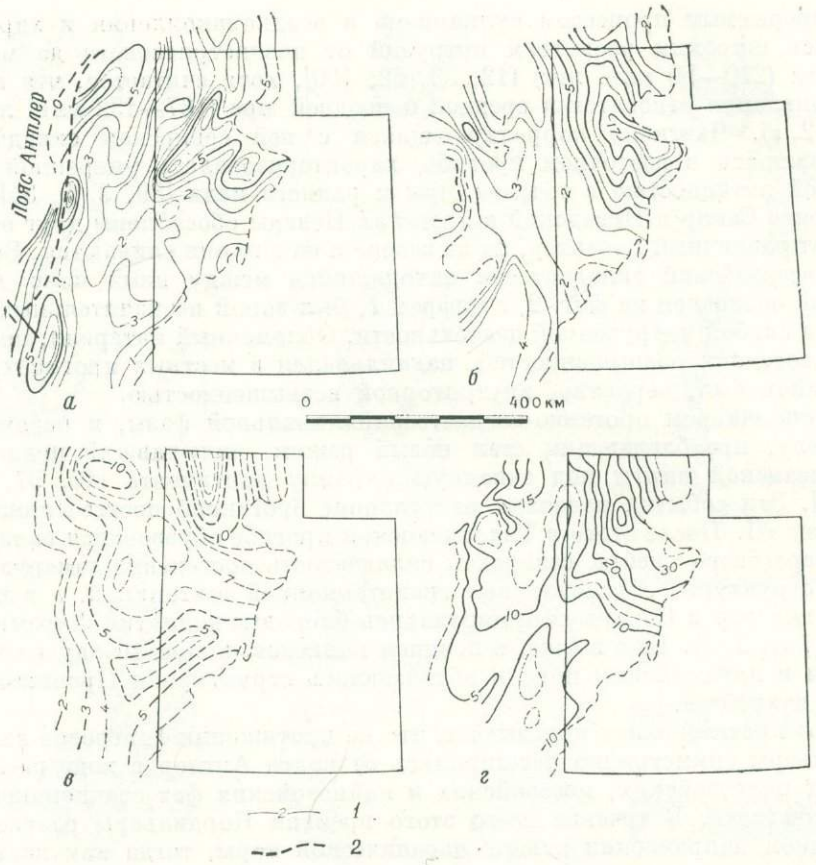
Отмеченные три главные фазы определяют необратимый характер развития континента, которое продолжалось более 550 млн. лет. Каждая фаза вписывает отдельную и своеобразную главу в историю развития Кордильерского складчатого пояса с различными условиями осадконакопления, тектонического развития и формирования структуры континентальной окраины.

Осадконакопление перед началом севирской складчатости. В эпоху антлерской складчатости (в раннемиссисипское время) осадочные породы формировались вначале главным образом в прогибах, примыкающих к зоне развития этой складчатости (фиг. 3, *а*). В пенсильвании область наибольшего прогибания сместилась на восток, в центральную и северо-западную части штата Юта (фиг. 3, *б*).

В перми осадконакопление шло в целом по тому же плану, что и в пенсильвании (фиг. 3, *в*). На северо-западе штата Юта местами накопилось более 6200 м обломочных отложений; в центре западной части этого штата в другом глубоком прогибе мощность осадков превысила 2750 м. Эти прогибы располагались по обеим сторонам от оси Кортез — Юинта, которая в позднем палеозое и мезозое временами была положительной структурой (фиг. 4).

Сведения о раннемезозойском осадконакоплении в восточной части Большого Бассейна отрывочны, но известно, что местами мощность триасовых и юрских обломочных пород и известняков колеблется от нескольких сотен до нескольких тысяч футов [21, 101, 105].

Суммарная карта изопахит (фиг. 3, *г*) показывает, что в восточной части Большого Бассейна мощность верхнепалеозойских и нижнемезозойских осадков составляет 2200—7700 м. Эти породы накопились главным образом



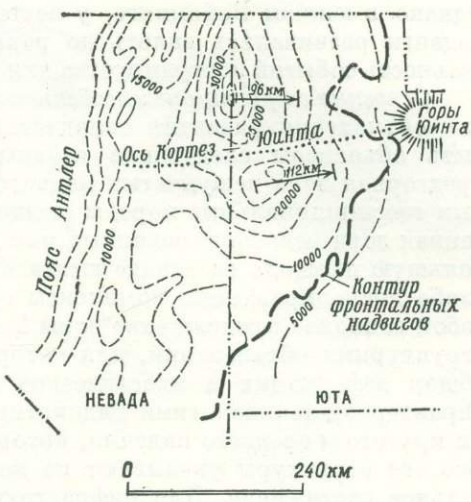
Фиг. 3. Позднепалеозойские впадины в штатах Невада и Юта.
а — миссисипий; *б* — пенсильваний; *в* — пермь; *г* — суммарная мощность отложений от миссисипия до перми. *1* — изопахиты, тысячи футов; *2* — фронт надвигов Робертс-Маунтинс.

в условиях мелкого моря; это показывает, что осадконакопление в значительной степени определялось скоростью прогибания. В раннем мезозое опускание замедлилось и район оставался почти на уровне моря вплоть до ранней юры, когда на западе началось местное поднятие. На фиг. 4 представлена палинспастическая реконструкция, основанная на допущении, что во фронтальной зоне произошло скольжение плит на расстояние до 112 км на восток. Кросби [30] постулировал сравнимую величину смещения для пояса надвигов в южной части штата Айдахо. Тукер [110] высказал предположение, что скользящие плиты в штате Юта могли переместиться и на большее расстояние.

Севирская складчатость. *Терминология, возраст, область развития.* Название «Севир», впервые предложенное Харрисом [47], было позднее закреплено Армстронгом [2, 3] за той частью зоны надвигов и складок на восточном фланге Кордильерского складчатого пояса, выделенного Кингом [61], которая располагается в штатах Юта и Невада. Однако тыловой массив (хинтерланд), из которого двигались надвиговые и скользящие плиты, также был неотъемлемой частью складчатого пояса Севир, так что данный термин надо осмыслить заново и включить в него область тылового массива.

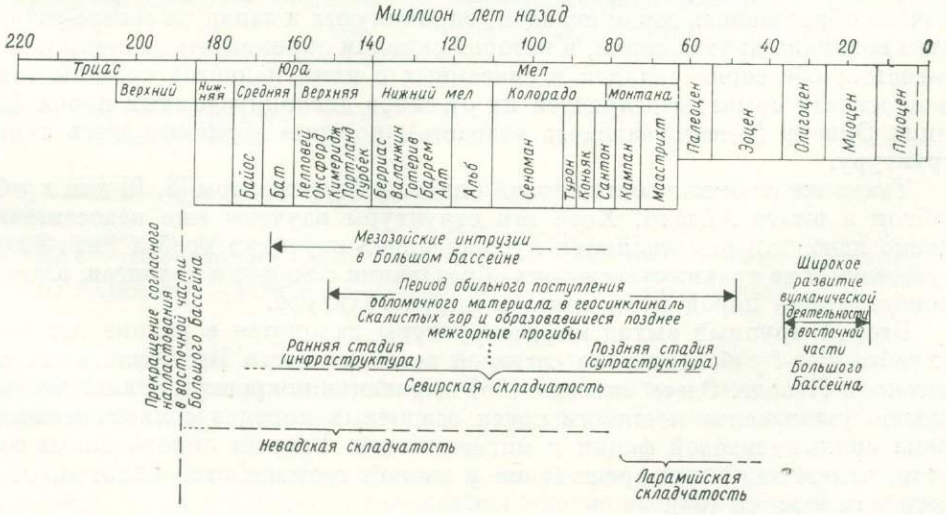
В разных частях пояса Севир разными исследователями выделено две или больше фаз дислокаций [70, 49, 109, 23]. Другие исследователи, напротив, считают, что эта складчатость представляла собой одностадийный длительный процесс [11, 3, 82].

Возраст начала складчатости был установлен еще в 1946 г. Спикером [104], который, основываясь на данных о первом появлении обломочного материала в породах центральной части штата Юта, показал, что орогенические движения начались на западе в позднеюрское время и продолжались до конца позднего мела. Армстронг обобщил имеющуюся информацию о возрасте севирской складчатости [3, 7] (фиг. 5). Кроме того, в работах разных исследователей показано, что надвиги южной Невады и юго-восточной Калифорнии пересечены интрузивными породами, возраст которых составляет 165—200 млн. лет или больше [1, 19, 106]; это означает, что дислокации возникли до средней юры. В центральной Неваде Фергюсон и Мюллер [40] обнаружили складки и надвиги среднеюрского возраста к востоку от Невадского складчатого пояса. На северо-востоке Невады описаны [22, 84] интрузивные породы возраста около 150 млн. лет, пересекающие складки в палеозойских и мезозойских породах. Для интрузивных пород хребта Руби и хребтов Ист-Гумбольдт, Тойябе, Кортез и Восточного в Неваде установлен возраст 143—168 млн. лет [63, 117, 91].



Фиг. 4. Схема палинспастической реконструкции положения позднепалеозойских впадин в штатах Невада и Юта.
Изопахиты проведены через 5000 футов.

Эти эпохи складчатости и внедрения интрузивов создали пояс дислокаций, который протянулся вдоль всего континента от юго-восточной Калифорнии в Канаду и на Аляску. Как и пояса Антлер и Сонома, пояс Севир охватывает две зоны: западный пояс складок (названный в этой статье тыловым массивом, или хинтерландом) и восточный пояс надвигов (фиг. 2, *г*). В южной и западной частях пояса Севир складчатость началась, очевидно, в поздней юре и продолжалась по меньшей мере до конца позднего мела [28].



Фиг. 5. Схема главных этапов складчатости и интрузивной деятельности в районах Большого Бассейна, Сьерра-Невады и Скалистых гор [3].

Однако в южном Вайоминге, у восточного края продолжения пояса Севир, надвиги развивались вплоть до раннего эоцена [77]. Такая же последовательность событий постулируется для южноканадских Скалистых гор [11, 82].

Основные структурные особенности. Какие бы модели мы ни привлекали для объяснения развития складчатого пояса Севир, в их рамках должны быть объяснены следующие главные элементы структуры: 1) восточная предгорная зона чешуйчатых надвигов типа «древнее на молодом», по которым геосинклинальные породы смещены на платформу; 2) срединная аллохтонная зона недислоцированных или полого складчатых пород, занимающая большую площадь на западе штата Юта; 3) тыловой массив, охватывающий слабо дислоцированные комплексы супраструктуры, которые представляют собой западное продолжение зоны 2 и отделены крупным срывом от инфраструктурных образований, для которых характерны высокий метаморфизм, общая деформация и пластическое течение [8]. В целом супраструктура характеризуется пологими надвигами типа «молодое на древнем» и сбросами крутого и среднего падения, которые оканчиваются у поверхности срыва. Все эти структуры указывают на вертикальное сокращение и на горизонтальное растяжение. Для инфраструктуры, напротив, характерны сложные дислокации (по меньшей мере местные), подобные покровам складки, и очень сильное увеличение и уменьшение мощности отдельных пачек. Всюду, где можно определить возрастные соотношения этих двух структурных уровней, оказывается, что элементы супраструктуры возникли позднее, чем инфраструктура (потому, что они срезают ее). Эти соотношения подтверждаются также изотопными измерениями возраста синорогенных и посторогенных интрузивов в тыловом массиве. Поэтому в дальнейшем изложении тектонические события разделены на две стадии, причем более ранняя связана главным образом с инфраструктурой, а поздняя — с супраструктурой.

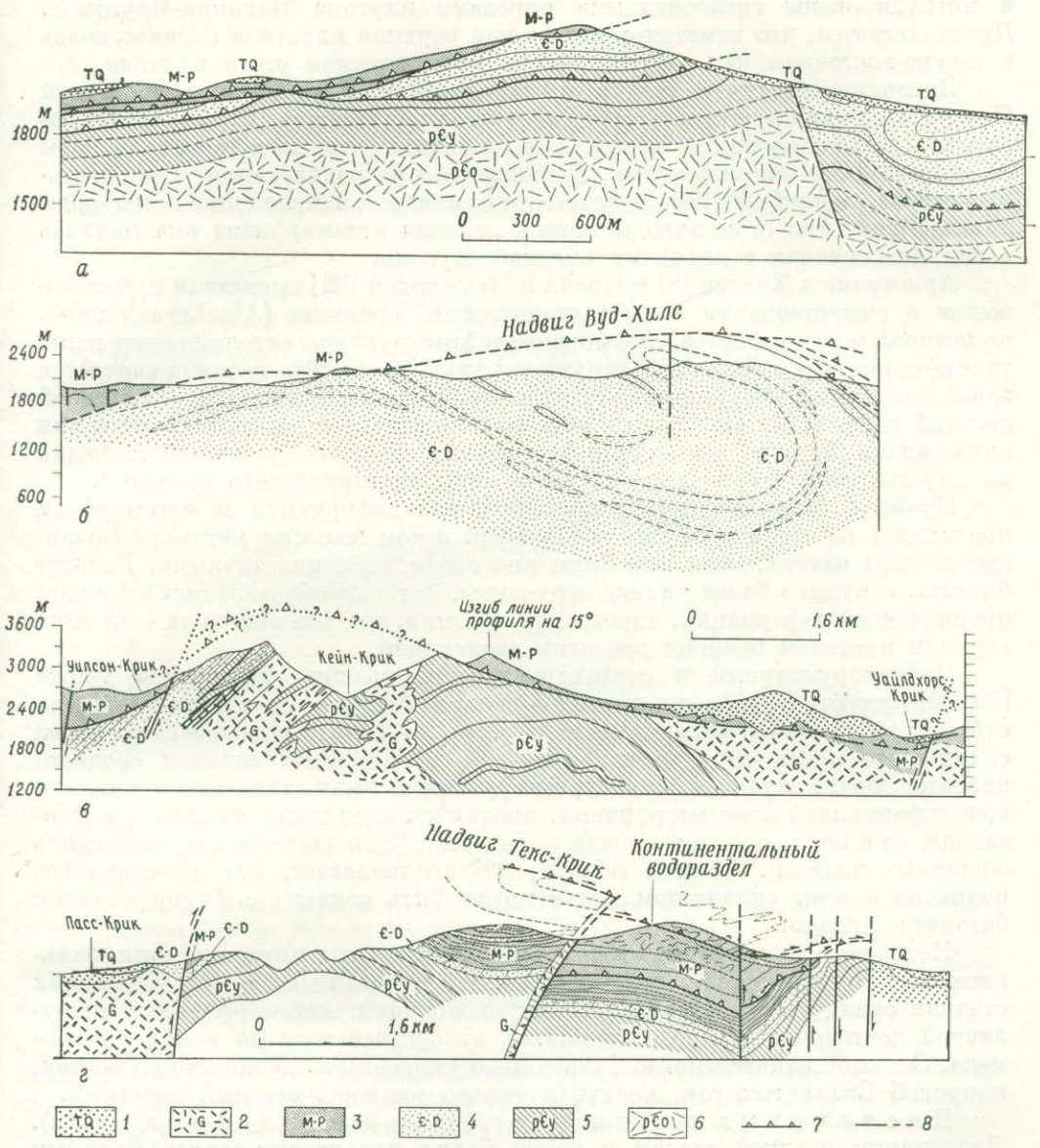
Дислокации ранней стадии (инфраструктура). Дислокации ранней стадии севирской складчатости включали несколько фаз общей деформации, образования пологих разрывов, интрузивной деятельности и метаморфизма. В тех редких случаях, когда инфраструктура выведена на поверхность, наблюдается чрезвычайно сложный характер дислокаций.

Чешуйчатые надвиги, лежачие складки и проникающая деформация, характерные для инфраструктуры, описаны [23] на примере хребта Рафт-Ривер в штате Юта (фиг. 6, *а*). Выделяются три этапа развития дислокаций: вначале образовалась серия складок, опрокинутых к западу и северо-западу, затем возникла другая серия, в которой складки опрокинуты на север и северо-восток; обе серии складок и связанных с ними надвигов срезаны затем по плоскости срыва, отделяющей их от слабо дислоцированных пород формации Окверр (пенсильванского возраста), которые образуют здесь супраструктуру.

Такие же сложные соотношения описаны Армстронгом [5, 6] для хребта Албион в штате Айдахо. Хотя эти структуры изучены еще недостаточно, однако ясно, что они являются продолжением структур хребта Рафт-Ривер и указывают на сравнимую степень образования складок и надвигов, а также ремобилизации пород фундамента в инфраструктуре.

Второй крупный выход инфраструктуры находится в районе гор Руби и хребта Ист-Гумбольдт и на соседней возвышенности Вуд-Хилс в северо-восточной Неваде. Здесь описаны [55] ныряющие покровы и исключительно сильное уменьшение мощности пачек осадочных пород в области метаморфизма силлиманитовой фации и мигматизации. Возраст синорогенных гранитов, залегающих непосредственно у южной границы этой области, определен как юрский [63].

Тормен [109, стр. 2430—2443] показал, что на соседней возвышенности Вуд-Хилс (фиг. 6, *б*) опрокидывание структур на северо-запад преобладало



Фиг. 6. Разрезы через инфраструктуру пояса Севир в штатах Юта, Невада, Айдахо и Монтана.

а — хребет Рафт-Ривер, Юта [23]; *б* — возвышенность Вуд-Хилс, Невада [109]; *в* — горы Пайонир, Айдахо [36]; *г* — хребет Биверхед, Айдахо и Монтана [99]. *1* — третичные и четвертичные породы; *2* — интрузивные породы; *3* — от миссисипия до перми; *4* — от кембрия до девона; *5* — поздний докембрий; *6* — ранний докембрий; *7* — надвиги и гравитационные срывы; *8* — крутые разрывы.

в инфраструктуре как во время, так и после стадии метаморфизма. Характер более поздних структур показывает, что верхние пластины, образующие супраструктуру, заняли свое место в результате переноса масс на юго-восток.

Доуэр [36] описал куполообразное поднятие около горы Кетчем в штате Айдахо (фиг. 6, *в*), в котором проявляются многие особенности инфраструктуры Большого Бассейна. Метаморфические породы нижней пластины подверглись интенсивной складчатости, нарушены чешуйчатыми разрывами

и интрудированы гнейсовидными породами плутона Пайонир-Маунтинс. Предполагается, что неметаморфизованная верхняя пластина переместилась в северо-восточном направлении после формирования этого плутона.

Дислокации ранней стадии и метаморфизм произошли в восточной Неваде и на западе штата Юта на значительной глубине [69, 70]. Исследователи, сделавшие такой вывод, предполагают, что дислокации связаны со сжимающими напряжениями, возникшими при поддвигании относительно жесткого докембрийского фундамента в западном направлении под породы пояса Севир; при этом породы низкой ступени метаморфизма оказывались в соприкосновении с породами высокой ступени.

Армстронг и Хансен [8] и Прайс и Маунтджой [82] высказали предположение о существовании зоны тектонического срезания (Abscherungszone), по которой метаморфизованные породы инфраструктуры отделяются от неметаморфизованных пород супраструктуры этого пояса. Эта граница считается зоной резкого метаморфического градиента. Местами она представляет собой пологий разрыв. Метаморфизм и образование надвигов рассматриваются как одностадийный или непрерывный процесс, по-разному воздействующий на породы, залегающие выше и ниже зоны тектонического срезания.

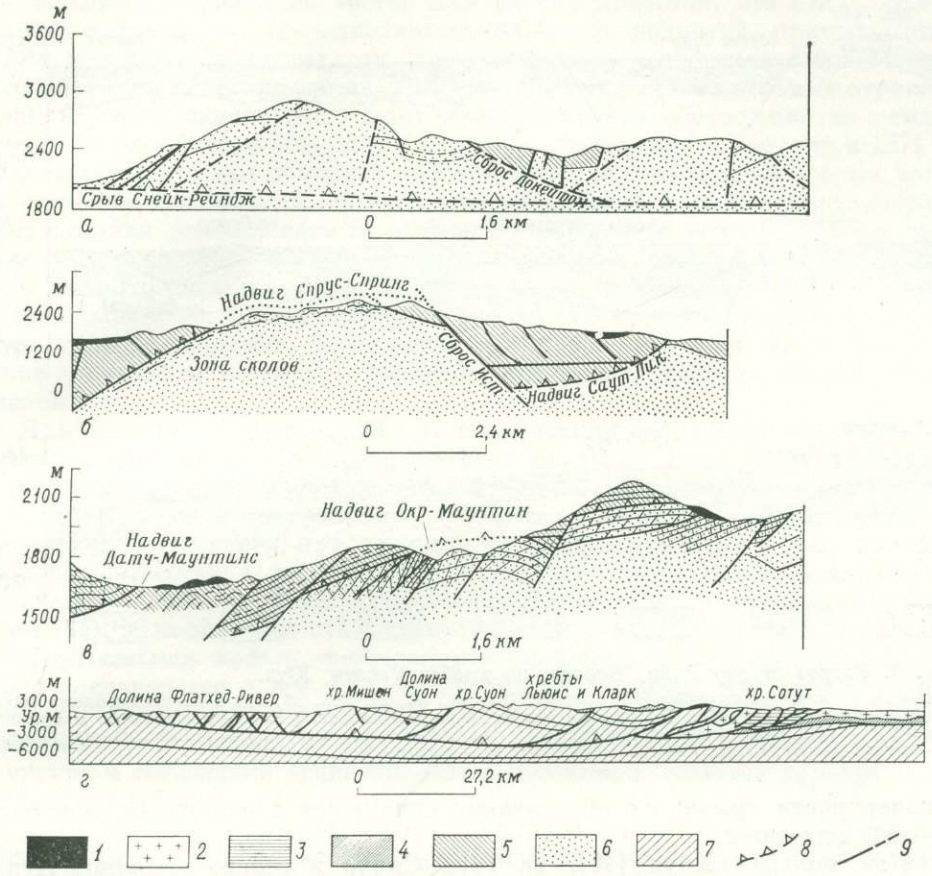
Прайс и Маунтджой [82] полагают, что деформации и метаморфизм происходят на глубине и что диапировый поток выносил метаморфизованные породы наверх, пока они были еще горячими и пластичными. Возраст биотита, секущего более ранние структуры, которые образовались во время проникающей деформации, определен в 111 млн. лет; эта величина считается верхним пределом времени развития дислокаций.

Инфраструктурный и супраструктурный уровни обнаружены также [99, 95] в хребте Биверхед в штатах Айдахо и Монтана, где они разделяются субгоризонтальными поверхностями срыва. В этой более краевой части складчатого пояса срыв возникал обычно в глинистых сланцах среднего палеозоя; более глубокие структурные уровни не были захвачены проникающей деформацией и метаморфизмом, проявившимися далее на западе и юго-западе, но в них все же произошла интенсивная складчатость и образовались обширные надвиги. Шолтен [95, 97, 98] предполагает, что региональное поднятие в этом складчатом поясе могло быть связано с формированием батолита Айдахо.

Несмотря на некоторые очевидные расхождения в интерпретации, большинство исследователей согласны с тем, что тыловой массив был на ранних стадиях складчатости зоной глубоких дислокаций, метаморфизма и интрузивной деятельности, продолжавшихся от средней юры до конца раннего мела. Однако поднятие могло быть только умеренным, поскольку на восток, в прогиб Скалистых гор, поступал только мелкообломочный материал.

Дислокации поздней стадии (супраструктура). Дислокации поздней стадии в поясе Севир характеризовались крупным поднятием и гравитационным перемещением пластин на восток, что приводило к уменьшению мощности чехла и частичной денудации тылового массива. Сначала рельеф был низким, и в восточную часть штата Юта транспортировались флишеподобные породы, такие, как нижнемеловые сланцы Манкос, но к позднему мелу поднятие достигло максимума и отложились грубообломочные породы огромной мощности; это вызвало отодвигание береговой линии, местами очень далеко на восток, в центральные части территории США. Одновременно с максимальным поднятием и переносом обломочного материала на восток двигались под действием силы тяжести и крупные пластины, достигавшие в конечном счете платформы.

Гиллули и др. [42] и Ирдли [37] считали такое огромное смещение пластин сомнительным и предпочитали объяснять эти явления местными поднятиями на западе штата Юта. Вудворд [119] и Криттенден [29] обследовали два из таких «поднятий», выделенных Ирдли, и показали, что движение пластин



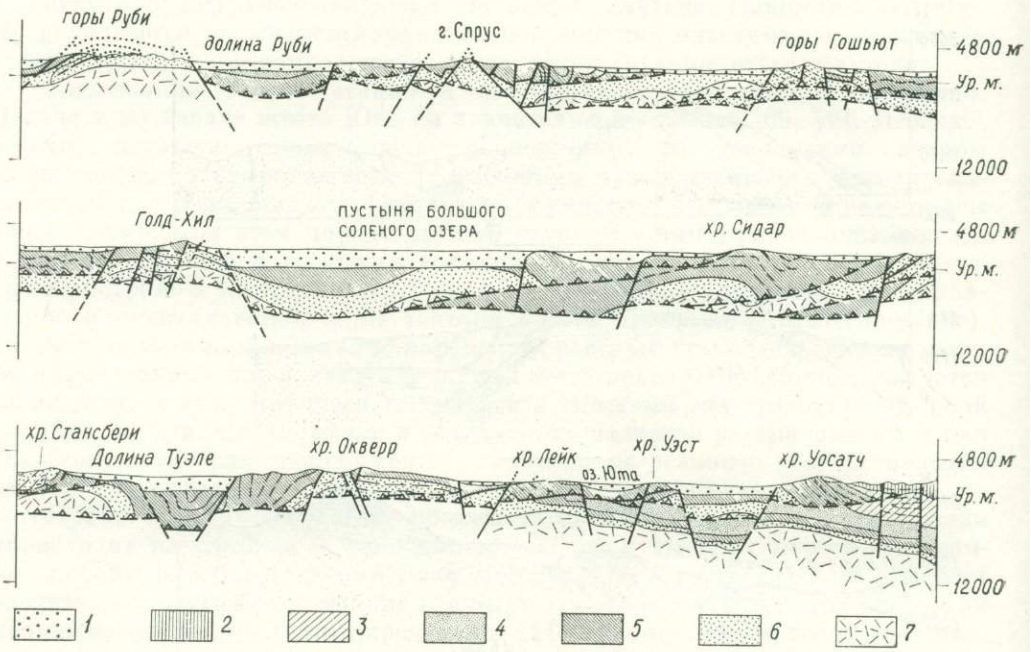
Фиг. 7. Разрезы, показывающие уменьшение мощности пород супраструктуры пояса Севир в штатах Невада, Юта и Монтана.

а — хребет Снейк, Невада [116]; *б* — гора Спрус, Невада [48]; *в* — Голд-Хил, Юта [76]; *г* — северо-западная Монтана [73, 74]. *1* — третичные и четвертичные породы; *2* — мезозой; *3* — палеозой — мезозой; *4* — палеозой; *5* — от миссисипия до перми; *6* — от кембрия до девона; *7* — поздний докембрий; *8* — надвиги или гравитационные срывы; *9* — крутые разрывы. Ур. м. — уровень моря.

всюду сохраняло восточное направление и не было радиальным. Как лежачие складки, так и смещение осадочных фаций указывают на то, что источником материала служила отдаленная поднятая зона на западе, а не местные поднятия.

Поднятие, вызвавшее гравитационное движение, рисуется как широкий региональный свод, вытянутый вдоль пояса Севир [89, 99, 30, 96]. Однако интенсивная локальная складчатость в супраструктуре, как и сложный характер инфраструктуры, свидетельствует о том, что это не простое статичное поднятие [73, 74], а продолжение дислокаций ранней стадии, включавшее и заметное горизонтальное перемещение. Внутри тылового массива, как показывают приводимые далее примеры, в породах супраструктуры, как правило, развиты надвиги типа «молодое на древнем» и крутые разрывы, что сопровождается заметным вертикальным сокращением и горизонтальным растяжением.

На профилях Уайтбреда [116] через хребет Снейк в Неваде (фиг. 7, *а*) показано, что местами мощность смещенных пластов превышает 3600 м; пенсильванские слои по целому ряду крутых разрывов опущены на один уровень с кембрийскими известняками. Эти разрывы оканчиваются внизу



Фиг. 8. Разрез от гор Руби, Невада, до хребта Уосатч, Юта.

Составлен по материалам работ [42, 108, 48, 103, 14, 54, 27, 115, 26, 17] и по письменному сообщению Маурера (Maurer, 1970). Положение разреза показано на фиг. 1. *1* — четвертичные и третичные породы; *2* — третичные и меловые породы; *3* — мел; *4* — триас и юра; *5* — от миссисипия до перми; *6* — от кембрия до девона; *7* — докембрий. Ур. м. —уровень моря.

у поверхности срыва; их образование связывают с восточным движением верхней пластины.

Как показал Хоуп [48], на горе Спрус в северо-восточной Неваде (фиг. 7, *б*) имеются такие же пологие разрывы, по которым верхнепалеозойские породы контактируют с ордовикскими. Подобные примеры выклинивания стратиграфических единиц описаны [76] и в горном округе Голд-Хил, штат Юта (фиг. 7, *в*), где надвиг Окр-Маунтин сечет палеозойские породы; при этом местами пачки каменноугольных пород лежат на кембрийских породах.

Мадж [73, 74] рассмотрел происхождение пояса дислокаций в северо-западной Монтане, где, как предполагают, вертикальное поднятие привело к гравитационному скольжению пород на восток. Он показал, что в тыловом массиве наблюдается утонение, подобно тому как это происходит дальше к югу (фиг. 7, *г*).

Профили, составленные большинством исследователей, указывают на то, что в результате дислокаций в тыловом массиве происходит существенное утонение за счет движения скользящих пластин на восток. Региональный разрез через пояс Севир (фиг. 8), положение которого показано на фиг. 1, свидетельствует об утонении в тыловом массиве, образовании чешуйчатых структур в средней части и развитии складок и чешуйчатых надвигов во фронтальной зоне.

Связь с Кордильерским складчатым поясом. Структурное единство протянувшегося через весь континент Кордильерского пояса надвигов и складок, составной частью которого является складчатый пояс, четко проявилось при составлении тектонической карты Северной Америки и при ее последующем обсуждении [60, 61, стр. 64—74]. Кордильеры показаны как почти непрерывный пояс дислокаций альпийского типа, протягивающийся от южной Невады до хребта Брукс на Аляске. Для него характерно повсеместное

перемещение материала на восток или на северо-восток, что отличает его от пояса ларамийских (германотипных) блоковых поднятий, примыкающих к нему в районе Скалистых гор США на востоке и частично совпадающих с ним по времени формирования. Геологическое строение отдельных отрезков Кордильерского складчатого пояса было предметом обсуждения на симпозиумах Геологического общества Америки в Риверсайде и Калгари в 1971 г. В представленных там докладах раскрываются различия в некоторых деталях строения, которые, по нашему мнению, следует считать скорее результатом влияния разного состава осадочных пород или разной глубины эрозионного среза, чем доказательством коренного различия структурного стиля [96]. Это единство основных структурных особенностей говорит о том, что на весь пояс воздействовали одни и те же глубинные тектонические силы. Поэтому в дальнейшем обсуждении мы будем иметь в виду тектонические модели и историю развития для всего Кордильерского пояса в целом.

Для объяснения дислокаций в Кордильерском складчатом поясе привлекались многие различные модели, однако большую часть из этих моделей можно свести к следующим основным типам: 1) поддвигание платформы с востока; 2) поддвигание океанических плит с запада; 3) развитие надвигов, обусловленных сжатием при крупном сокращении земной коры, причина которого неизвестна; 4) по меньшей мере два вида гравитационно-надвиговых дислокаций — модель, включающая сокращение коры и глубинные дислокации (*4а*), и модель без существенного сокращения коры (*4б*) (табл. 2).

Предлагаемая модель орогенического развития. Очень многие исследователи соглашаются с тем, что скольжение по пологим поверхностям под действием силы тяжести играло большую роль при дислокациях поздней стадии в супраструктуре, однако природа процессов, происходящих в инфраструктуре и создающих гравитационный потенциал, остается гораздо более неопределенной.

Механизм дислокаций ранней стадии. Механизмы, предлагаемые для объяснения дислокаций в инфраструктуре, включают обычно ту или иную форму деформации сжатия. Чаще всего предполагают сокращение земной коры, хотя движущая сила такого процесса нередко остается неизвестной или умозрительной (табл. 2). Однако в последние годы быстро развивающиеся представления о разрастании (спрединге) океанического дна и тектонике плит позволили найти возможный источник сжимающих напряжений подходящей величины и продолжительности. Кони [25], например, связывает тектоническую историю Кордильер с событиями в Северной Атлантике; Берчфил и Девис [19] предполагают, что внедрение раннемезозойских интрузий, вулканические излияния и образование надвигов в восточной Калифорнии и западной Неваде были синхронными с поддвиганием Северо-Американского континента под давлением Тихоокеанской плиты, и считают, что эти явления были генетически связаны.

Такая связь кажется обоснованной для Береговых хребтов и, возможно, для Сьерра-Невады, но приложение ее к поясу Севир Робертс считает неудовлетворительным, поскольку это требует, чтобы напряжения передавались через западную и центральную Неваду (корневую зону поясов Антлер и Сонома), где существует мало проявлений деформации среднемезозойского времени. Хотя в этом районе закартировано несколько небольших интрузивных тел юрского и мелового возраста, настоящих полиметаморфических складчатых массивов пояса Севир там нет. Возможно, однако, что длительные и распределенные на большую площадь поля напряжений, возникавших при взаимодействии плит, передавались через такие области без заметного влияния на них и что дислокации были локализованы в пределах складчатых поясов в результате процессов (см. ниже), которые начались еще в фазе осадконакопления, на начальной стадии развития геосинклинали.

Таблица 2

Модели и возраст складчатости для Кордильерского пояса надвигов и складок

Механизм и возраст		Ссылка
Ранние стадии	Поздние стадии	
Поддвигание платформенной плиты		[68, 69, 70, 109]
Средний мезозой	Средний мезозой	
Поддвигание океанической плиты		[18, 118, 20, 43]
Юра и ранний мел	Поздний мел	
Поддвигание платформенной и (или) океанической плиты (Изогнутые надвиги в сорванной супраструктуре)		[11]
Юра и мел	Юра и мел	
Крупное одностадийное сокращение коры (Причина неизвестна)		[8, 3, 5, 41]
Мобилизация инфраструктуры Юра — ранний мел	Дислокации в сорванной супраструктуре Поздний мел — палеоцен	
Крупное сокращение коры (Причина неизвестна)	*Гравитационное расползание плит*	[82, 79, 80, 81, 93]
Мобилизация инфраструктуры Юра и мел	Дислокации в супраструктуре Юра и мел	
Умеренное сокращение коры (При одновременном поддвигании океанической плиты)	*Поднятие* *Гравитационное движение плит*	Данная статья
Юра — ранний мел	Поздний мел — раннетретичное время	
Слабое сокращение коры (Причина неизвестна)	*Гравитационное движение плит*	[89, 50, 49, 110, 93]
Юра и мел	Поздний мел — раннетретичное время	
Поднятие. Сокращение коры не происходит или неизвестно (Инфраструктура)	*Гравитационное скольжение плит* (Супраструктура)	[30, 38, 44, 51, 73, 99, 96, 97, 98]
Поздний мезозой	Поздний мезозой — раннетретичное время	

Мощность миогеосинклинальных осадков, накопившихся на месте пояса Севир в течение раннего и среднего палеозоя, составила в целом 4600—7700 м; эта масса пород откладывалась без значительных дислокаций. В результате позднепалеозойского и раннемезозойского осадконакопления мощность толщи увеличилась еще на 2200—7700 м. Удвоенное прогибание привело к тому, что в раннем мезозое поверхность пород позднего докембрия погрузилась на глубины 7—16 км от своего первоначального положения и попала в условия высоких температур. Кульминацией этого процесса было образование мобильных зон, реагировавших на региональное напряжение пластическим течением, которое в настоящее время выражено региональным метаморфизмом, интрузивами и проникающими деформациями. Мы полагаем, что инфраструктура в хребтах Руби, Снейк и Рафт-Ривер сформировалась именно в результате такого процесса. Наша модель для этой стадии напоминает модель, которую разработали Прайс и Маунтджой [82] для тыловых массивов канадских Скалистых гор.

Истинный характер процессов глубинной деформации еще не совсем ясен, но, по-видимому, эти процессы включают следующую хорошо известную последовательность событий: 1) прогибание, 2) развитие дислокаций и 3) поднятие и магматизм. Поскольку области наибольшего прогибания оказались местами максимального поднятия, эти две половины процесса происходят, очевидно, под действием нескольких тесно связанных между собой причин, возникающих в подкоровой зоне или в мантии [1]. Среди этих причин — термоизоляционные свойства коры, фазовые изменения и частичное плавление, которые приводят к расширению и поднятию [59, 66, 13]. Робертс [86] высказал предположение, что подкоровые процессы, такие, как превращение плотной минеральной фазы в менее плотную (например, эклогит → габбро) в зонах сильного погружения, приводят к развитию магматизма и поднятию, которые необходимы для объяснения наблюдаемой последовательности событий. В результате нагрузки и погружения создаются условия для неизбежного последующего воздымания и развития складчатости. Такие условия возникают, очевидно, тогда, когда погружение достигает определенного критического уровня; в данном случае — это 7—16 км.

Роль сжатия и связанного с ним сокращения земной коры неоднократно подчеркивалась разными исследователями [11, 8, 82]. Как уже указывалось, лежачие складки и чешуйчатые надвиги в инфраструктуре говорят о том, что сжатие действительно имело место. Однако оценки величины сокращения коры получены только по отношению к зоне предгорий, где передовой край супраструктуры упирается в платформу. Поэтому до тех пор, пока мы не сможем получить независимую оценку величины горизонтального растяжения в тыловой части супраструктуры, общее сокращение коры также останется неопределенным. Очень внушительным является то, что во всем поясе восточных Кордильер господствует восточный перенос масс и что видимое сокращение длины слоев в эпохи антлерской, сономской и севирской складчатости достигает величины около 320 км. Криттенден считает, что общее сокращение коры составляет по меньшей мере половину этой величины; Робертс полагает, что оно было меньше.

Проблема усложняется еще и тем, что, по всей вероятности, произошло наложение существенно пластического уменьшения мощности пород (на что указывает крутой наклон видимых осей σ_1 [23, 71]) на более ранние надвиги, возникшие в инфраструктуре, причем этот процесс, судя по данным K/Ar-определений [2], продолжался, вероятно, и в третичное время.

Механизм дислокаций поздней стадии. Для дислокаций поздней стадии характерно широкое сводообразование в пределах складчатого пояса и движение скользящих пластин на восток. В эту стадию поднятие достигло наивысшей точки, о чем свидетельствует объем вынесенного материала и его грубообломочный характер [75]. Интенсивное поднятие было результатом расширения в подкоровой зоне, генетически связанного с механизмом дислокаций ранней стадии, а толчком к началу воздымания послужили процессы, начавшиеся еще во время геосинклинальной фазы. По мере того как в складчатом поясе происходила разгрузка, изостатические силы вызывали новое поднятие, и, таким образом, этот процесс был устойчивым и скорее эпейрогеническим, чем орогеническим.

Следовательно, величина прогибания, высота поднятия и расстояние, преодолевавшееся при гравитационном скольжении, генетически связаны, как это и предполагали Робертс [86] и Кросби [30] и как это показано на фиг. 4. Линзы во фронтальной зоне надвигов, в которых мощность увеличи-

[1] Данные представления в общей форме близки к давно разработанной В. В. Белоусовым и хорошо известной у нас концепции об инверсии тектонических движений.— *Прим. ред.*

вается в восточном направлении, примыкают с востока к четко выраженным впадинам (по обе стороны оси Кортез — Юинта), указывая на то, что большее накопление осадков приводило к перемещению скользящих плит на большее расстояние.

Прайс [79, 80] критиковал упрощенные гравитационные модели возникновения дислокаций поздней стадии, исходя из двух соображений: 1) представление о наклоне фундамента в области предгорий на восток не подтверждается имеющимися данными и 2) разорванных пластов с зияющими промежутками не обнаружено нигде. Оба критических замечания кажутся справедливыми, по крайней мере отчасти. В настоящее время фундамент под передовым краем пояса надвигов наклонен на запад везде, где имеются какие-либо данные об этом; такая особенность структуры учтена и в модели Прайса — Маунтджоя [82], и в модели Маджа [73]. Различие между ними относится к наклону фундамента в более западной полосе, между тыловым массивом и наиболее западными точками, в которых проведены непосредственные наблюдения, например в области рва Скалистых гор и надвига Уиллард. В модели Маджа в этой части разреза показан наклон фундамента на восток; разрез здесь построен весьма схематично. Следует, однако, заметить, что ни модель Маджа, ни модель Хоуза и Данеша [51] не требуют, чтобы на восток был наклонен именно фундамент; они требуют только наклона на восток той или иной поверхности, на которой происходили бы отрыв и скольжение. Возможно, что в поясе Севир эта поверхность располагалась гораздо выше фундамента.

Второе замечание справедливо лишь по отношению к наиболее упрощенным моделям [73, 74]. Для складчатого пояса Севир тектоническая денудация, выклинивание пластов и горизонтальное удлинение супраструктуры доказаны во многих районах восточной Невады, на западе штата Юта и на отдельных участках в штатах Айдахо и Монтана; полагают, что такие явления характерны для всего пояса Севир.

Выводы. Орогенез в западных Кордильерах в последнее время приписывают исключительно эффекту разрастания (спрединга) океанического дна и связанных с ним процессов. Этот механизм, по-видимому, вполне применим к складчатому поясу Берегового хребта и, возможно, к Невадскому поясу, но его нельзя применить непосредственно к поясу Севир, расположенному в 160 км к востоку. Здесь для ранней стадии орогенического развития были характерны глубинные дислокации, метаморфизм и интрузивная деятельность, после чего, на поздней стадии, произошло воздымание, приповерхностное складкообразование и скольжение плит на восток.

Складчатый пояс Севир совпадал с прогибом между складчатым поясом Антлер и платформой; по нашему мнению, нагрузка и погружение в этом прогибе послужили причиной подкорового расширения и магматизма, которые и привели к развитию складчатости.

На крупное поднятие фундамента в тыловом массиве пояса Севир определенно указывает огромное количество обломочного материала, вынесенного в восточном направлении, особенно на поздней стадии. Установлено, что во многих районах в тыловом массиве сплошность пород не нарушена, а наблюдается выклинивание и уменьшение мощности скользящих пластин. Эти особенности структуры подтверждают, что гравитационное скольжение было одним из главных механизмов тектонического развития на поздней стадии севирской складчатости.

Тектоническое развитие пояса Севир по многим важным признакам аналогично развитию Альп. Ван Беммелен [114] обнаружил глубинные дислокации ранней стадии в Альпийском комплексе фундамента, после возникновения которых, на поздней стадии, произошло воздымание и проявилась гравитационная тектоника. Такая параллельная последовательность событий указывает на то, что механизм орогенеза зависит не от местных

и случайных явлений, а от фундаментальных процессов всемирного масштаба. Мезозойская складчатость в Кордильерском поясе служит еще одним выражением этих процессов.

Никакая модель орогенеза и складчатости, взятая в отдельности, не может объяснить все особенности дислокаций, метаморфизма, интрузивной деятельности и воздымания в поясе Севир. Мы полагаем, что более полного понимания этих взаимосвязанных процессов удастся достичь только в том случае, если принимать во внимание не только те механизмы, которые действуют вдоль континентальных окраин и обусловлены процессами в океанах, но и механизмы, связанные с нагрузкой и опусканиями в прогибах и впадинах внутри континентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams J. A. S., Burchfiel B. C., Davis G. A., Sutter J. F.*, Absolute geochronology of Mesozoic orogenies, southeastern California (abs.), Geol. Soc. Am. Spec. Paper 101, p. 1, 1966.
2. *Armstrong R. L.*, Geochronology and geology of the eastern Great Basin in Nevada and Utah, Yale Univ., New Haven, Conn., Ph. D. thesis, 202 p. 1963.
3. *Armstrong R. L.*, Sevier orogenic belt in Nevada and Utah, Geol. Soc. Am. Bull., 79, pp. 429—458, 1968a.
4. *Armstrong R. L.*, The Cordilleran miogeosyncline in Nevada and Utah, Utah Geol. Mineral. Survey Bull., 78, 58 p., 1968b.
5. *Armstrong R. L.*, Mantled gneiss domes in the Albion Range, southern Idaho, Geol. Soc. Am. Bull., 79, pp. 1295—1314, 1968c.
6. *Armstrong R. L.*, Mantled gneiss domes in the Albion Range, southern Idaho, A revision, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 909—910, 1970.
7. *Armstrong R. L.*, Tectonic complexity of the Sevier orogenic belt (abs.), Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, 3, pp. 73—74, 1971.
8. *Armstrong R. L., Hansen E.*, Cordilleran infrastructure in the eastern Great Basin, Am. Journ. Sci., 264, pp. 112—127, 1966.
9. *Bailey E. H., Blake M. C.*, Late Mesozoic tectonic development of western California, Geotectonics, № 3, pp. 148—154, 1969.
10. *Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L.*, Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California, Calif. Div. Mines Geol. Bull., 183, 177 p., 1964.
11. *Bally A. W., Gordy P. L., Stewart G. A.*, Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains, Can. Petrol. Geol., 14, pp. 337—381, 1966.
12. *Bateman P. C., Eaton J. P.*, Sierra Nevada batholith, Science, 158, pp. 1407—1417, 1967.
13. *Birch F.*, Speculations on the Earth's thermal history, Geol. Soc. Am. Bull., 76 pp. 133—154, 1965.
14. *Bissell H. J.*, Chaos near Ferguson Mountain, Elko County, Nevada (abs.), Geol. Soc. Am. Spec. Paper 76, pp. 265—266, 1964.
15. *Blue D. M.*, Geology and ore deposits of the Lucin mining district, Box Elder County, Utah, and Elko County, Nevada, Univ. Utah, Salt Lake City, Utah, M.S. thesis, 101 p., 1960.
16. *Brew D. A., Gordon M., Jr.*, Mississippian stratigraphy of the Diamond Peak area, Eureka County, Nevada, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 661, 81 p., 1971.
17. *Bullock K. C.*, Geology of Lake Mountain, Utah, Utah Geol. Mineral. Survey Bull., 41, pp. 1—46, 1951.
18. *Burchfiel B. C., Davis G. A.*, Two-sided nature of the Cordilleran orogen and its tectonic implications, Int. Geol. Cong., 23rd, Prague 1968, Proc., 3, pp. 175—184, 1968.
19. *Burchfiel B. C., Davis G. A.*, Nature of Paleozoic and Mesozoic thrust faulting in the Great Basin area of Nevada, Utah, and southeastern California (abs.), Geol. Soc. Am. Abst. with Programs, 3, pp. 88—90, 1971.
20. *Burchfiel B. C., Pelton P. J., Sutter J.*, An early Mesozoic deformation belt in south-central Nevada-southeastern California, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 211—216, 1970.
21. *Clark L. D.*, Stratigraphy and structure of part of the western Sierra Nevada metamorphic belt, California, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 410, 70 p., 1964.
22. *Coats R. R., Marvin R. F., Stern T. W.*, Reconnaissance of mineral ages of plutons in Elko County, Nevada, and vicinity, in: Geological Survey Research 1965, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 525-*D*, pp. D11—D15, 1965.

23. *Compton R. R.*, Geologic map of the Yost quadrangle, Box Elder County, Utah, and Cassia County, Idaho, U. S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map *I*-672, scale 1 : 31 680, 1971.
24. *Coney P. J.*, The geotectonic cycle and the new global tectonics, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 739—747, 1970.
25. *Coney P. J.*, Cordilleran tectonic transitions and motion of the North American plate, Nature, 233, pp. 462—465, 1971.
26. *Cook K. L., Berg J. W., Jr.*, Regional gravity survey along the central and southern Wasatch Front, Utah, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 316-*A*, pp. A75—A88, 1958.
27. *Cook K. L., Berg J. W., Jr., Johnson W. W., Novotny R. T.*, Some Cenozoic structural basins in the Great Salt Lake area, Utah, indicated by regional gravity surveys, Utah Geol. Soc. Guidebook to the Geology of Utah, № 20, pp. 57—76, 1966.
28. *Crittenden M. D., Jr.*, Interaction between Sevier orogenic belt and Uinta structures near Salt Lake City, Utah (abs.), Geol. Soc. Am. Abst. with Programs, pt. 5, p. 18, 1969.
29. *Crittenden M. D., Jr.*, Willard thrust and the Cache allochthon, Geol. Soc. Am. Bull., 83, pp. 2871—2880, 1972.
30. *Crosby G. W.*, Radial movements in the western Wyoming salient of the Cordilleran overthrust belt, Geol. Soc. Am. Bull., 80, pp. 1061—1078, 1969.
31. *Dewey J. F., Bird J. M.*, Mountain belts and the new global tectonics, Journ. Geophys. Research, 75, pp. 2625—2647, 1970.
32. *Dickinson W. R.*, Evolution of calc-alkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon, in: Proceedings of the Andesite Conference, Oregon, Oregon Dept. Geology and Mineral Industries Bull., 65, p. 151, 1969.
33. *Dickinson W. R.*, Second Penrose Conference — The New Global Tectonics, Geotimes, April 1970, p. 18—22, 1970a.
34. *Dickinson W. R.*, Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics, Journ. Geophys. Res., 75, pp. 813—842, 1970b.
35. *Dott R. H., Jr.*, Pennsylvanian stratigraphy of Elko and northern Diamond Ranges, northeastern Nevada, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 39, pp. 2211—2305, 1955.
36. *Dover J. H.*, Bedrock geology of the Pioneer Mountains, Blaine and Custer Counties, central Idaho, Idaho Bur. Mines Geol. Pamph., 142, 66 p., 1969.
37. *Eardley A. J.*, Major structures of the Rocky Mountains of Colorado and Utah, UMR Journ., № 1, pp. 71—99, 1968.
38. *Eardley A. J.*, Willard thrust and the Cache uplift, Geol. Soc. Am. Bull., 80, pp. 669—680, 1969.
39. *Evernden J. F., Kistler R. W.*, Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complexes in California and western Nevada, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 623, 42 p., 1970.
40. *Ferguson H. G., Muller S. W.*, Structural geology of the Hawthorne and Tonopah quadrangles, Nevada, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 216, 55 p., 1949.
41. *Fleck R. J.*, Tectonic style, magnitude, and age of deformation in the Sevier orogenic belt in southern Nevada and eastern California, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 1705—1720, 1970.
42. *Gilluly J.*, Geology and ore deposits of the Stockton and Fairfield quadrangles, Utah, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 173, pp. 1—165, 1932.
43. *Gilluly J.*, Plate tectonics and magmatic evolution, Geol. Soc. Am. Bull., 82, pp. 2383—2396, 1971.
44. *Gilluly J., Reed J. C., Jr., Cady W. M.*, Sedimentary volumes and their significance, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 353—376, 1970.
45. *Hamilton W.*, Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle, Geol. Soc. Am. Bull., 80, pp. 2409—2429, 1969.
46. *Hamilton W.*, The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 2553—2576, 1970.
47. *Harris H. D.*, Late Mesozoic positive area in western Utah, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 43, pp. 2636—2652, 1959.
48. *Hope R. A.*, Geologic map of the Spruce Mountain quadrangle, Elko County, Nevada, U. S. Geol. Survey Geol. Quad. Map *GQ*-942, scale 1 : 62 500, 1971.
49. *Hose R. K., Blake M. C., Jr.*, Structural devolopment of the Eastern Great Basin during the Mesozoic (abs.), Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, 1, pt. 5, p. 34, 1969.
50. *Hose R. K., Daneš Z. F.*, Late Mesozoic structural evolution of the eastern Great Basin (abs.), Geol. Soc. Am. Ann. Mtg., New Orleans 1967, Programs, p. 102, 1967.
51. *Hose R. K., Daneš Z. F.*, Development of the late Mesozoic to early Cenozoic structures of the eastern Great Basin (см. статью на стр. 421 настоящего сборника).
52. *Hose R. K., Repenning C. A.*, Stratigraphy of Pennsylvanian, Permian, and Lower Triassic rocks of Confusion Range, west-central Utah, Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 43, pp. 2167—2196, 1959.
53. *Hotz P. E., Willden R.*, Geology and mineral deposits of the Osgood Mountains quadrangle, Humboldt County, Nevada, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 431, 128 p., 1964.

54. *Howard K. A.*, Structure of the metamorphic rocks of the northern Ruby Mountains, Nevada, Yale Univ., New Haven, Conn., Ph. D. thesis, 170 p., 1966.
55. *Howard K. A.*, Paleozoic metasediments in the northern Ruby Mountains, Nevada, Geol. Soc. Am. Bull., 82, pp. 259—264, 1971.
56. *Hsü K. J.*, The principles of mélanges and their bearing on the Franciscan — Knoxville paradox, Geol. Soc. Am. Bull., 79, pp. 1063—1074, 1968.
57. *Irwin W. P.*, Lata Mesozoic orogenies in the ultramafic belts of northwestern California and southwestern Oregon in: Geological Survey Research, 1964; U. S. Geol. Survey Prof. Paper 501-*C*, pp. C1—C9, 1964.
58. *Johnson M. S., Hibbard D. E.*, Geology of the Atomic Energy Commission Nevada proving grounds area, Nevada, U. S. Geol. Survey Bull., 1021-*K*, pp. 333—384, 1957.
59. *Kennedy G. C.*, The origin of the continents, mountain ranges, and ocean basins, Am. Scientist, 47, pp. 491—504, 1959.
60. *King P. B.*, compiler, Tectonic map of North America, U. S. Geol. Survey, scale 1 : 5 000 000, 1969a.
61. *King P. B.*, The tectonics of North America — A discussion to accompany the Tectonic Map of North America scale 1 : 5 000 000, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 628, 95 p., 1969b [см. русский перевод: *Кинг Ф. Б.*, Тектоника Северной Америки, Объяснительная записка к тектонической карте, «Мир», М., 1972].
62. *Kistler R. W., Evernden J. F., Shaw H. R.*, Sierra Nevada plutonic cycle — Part I, Origin of composite granitic batholiths, Geol. Soc. Am. Bull., 82, pp. 853—868, 1971.
63. *Kistler R. W., Willden R.*, Age of thrusting in the Ruby Mountains, Nevada (abs.), Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, 1, pt. 5, pp. 40—41, 1969.
64. *Lanphere M. A. Irwin W. P., Hotz P. E.*, Isotopic age of the Nevadan orogeny and older plutonic and metamorphic events in the Klamath Mountains, California, Geol. Soc. Am. Bull., 79, pp. 1027—1057, 1968.
65. *Longwell C. R., Pampeyan E. H., Bowyer B., Roberts R. J.*, Geology and mineral deposits of Clark County, Nevada, Nevada Bur. Mines Bull., 62, pp. 1—203, 1965.
66. *MacDonald G. J. F.*, The deep structure of continents, Rev. Geophys., 1, pp. 587—665, 1963.
67. *McKee E. D., Oriel S. S., and others*, Paleotectonic maps of the Permian System, U. S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map *I*-450, scale 1 : 5 000 000, 1967.
68. *Misch P.*, Magnitude and interpretation of some thrusts in northeast Nevada (abs.), Geol. Soc. Am. Bull., 68, p. 1854, 1957.
69. *Misch P.*, Regional structural reconnaissance in central-northeast Nevada and some adjacent areas — observations and interpretations, in: Guidebook to geology of east central Nevada, Intermountain Ass. Petrol. Geol. 11th Ann. Field Conf., pp. 17—42, 1960.
70. *Misch P., Hazzard J. C.*, Stratigraphy and metamorphism of late Precambrian rocks in central northeastern Nevada and adjacent Utah, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 46, pp. 289—343, 1962.
71. *Moench R. H.*, Premetamorphic down-to-basin faulting, folding, and tectonic dewatering, Rangeley area, western Maine, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 1463—1496, 1970.
72. *Morris H. T., Lovering T. S.*, Stratigraphy of the East Tintic Mountains, Utah, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 361, 145 p., 1961.
73. *Mudge M. R.*, Origin of the disturbed belt in northwestern Montana, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 377—392, 1970.
74. *Mudge M. R.*, Gravitational sliding and the foreland thrust and fold belt of the North American Cordillera — Reply, Geol. Soc. Am. Bull., 82, pp. 1139—1140, 1971.
75. *Mudge M. R., Sheppard R. A.*, Provenance of igneous rocks in Cretaceous conglomerates in northwestern Montana in: Geological Survey Research, 1968, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 600-*D*, pp. D137—D146, 1968.
76. *Nolan T. B.*, The Gold Hill mining district, Utah, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 177, 172 p., 1935.
77. *Oriel S., Armstrong F. C.*, Times of thrusting in the Idaho-Wyoming thrust belt—Reply, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 50, pp. 2614—2621, 1966.
78. *Paddock R. E.*, Geology of the Newfoundland Mountains, Box Elder County, Utah, Univ. Utah, Salt Lake City, Utah, M. S. thesis, 101 p., 1956.
79. *Price R. A.*, The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rockies (abs.), Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, 3, pp. 404—405, 1971a.
80. *Price R. A.*, Gravitational sliding and the foreland thrust and fold belt of the North American Cordillera — Discussion, Geol. Soc. Am. Bull., 82, pp. 1133—1138, 1971b.
81. *Price R. A.*, Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies (см. статью на стр. 477 настоящего сборника).
82. *Price R. A., Mountjoy E. W.*, Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca Rivers — A progress report, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 6, pp. 7—25, 1970.
83. *Rigby J. K.*, ed. Geology of the Stansbury Mountains, Tooele County, Utah, Utah Geol. Soc. Guidebook to the Geology of Utah, № 13, 150 p. 1958.

84. *Riva J.*, Thrusted Paleozoic rocks in the northern and central HD Range, northeastern Nevada, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 2689—2716, 1970.
85. *Roberts R. J.*, Stratigraphy and structure of the Antler Peak quadrangle, Humboldt and Lander Counties, Nevada, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 459-*A*, pp. A1—A93, 1964.
86. *Roberts R. J.*, Tectonic framework of the Great Basin, UMR Journ., № 1, pp. 101—119, 1968.
87. *Roberts R. J.*, The Cordilleran continental margin — Continental collisions vs. geotectonic cycles (Summ.), Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, pt. 7, pp. 286—288, 1969.
88. *Roberts R. J.*, Evolution of the Cordilleran fold belt, Geol. Soc. Am. Bull., 83, pp. 1989—2004, 1972.
89. *Roberts R. J., Crittenden M. D., Jr., Tooker E. W., Morris H. T., Hose R. K., Cheney T. M.*, Pennsylvanian and Permian basins in northwestern Utah, northeastern Nevada, and south-central Idaho, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 49, pp. 1926—1956, 1965.
90. *Roberts R. J., Hotz P. E., Gilluly J., Ferguson H. G.*, Paleozoic rocks of north-central Nevada, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 42, pp. 2813—2857, 1958.
91. *Roberts R. J., Radtke A. S., Coats R. R.*, Gold-bearing deposits in north-central Nevada and southwestern Idaho, with a section on Periods of plutonism in north-central Nevada (by *M. L. Silberman and E. H. McKee*), Econ. Geol. 66, pp. 14—33, 1971.
92. *Roeder D. H., Nelson T. H.*, Fossil subduction zones in the North American Cordillera (abs.), EOS (Am. Geophys. Union Trans.), Ann. Mtg. 51st, Washington, D. C., p. 421, 1970.
93. *Rubey W. W., Hubbert M. K.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II, Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis, Geol. Soc. Am. Bull., 70, pp. 167—202, 1959.
94. *Schaeffer F. E., Anderson W. L.*, Geology of the Silver Island Mountains, Box Elder and Tooele Counties, Utah, and Elko County, Nevada, Utah Geol. Soc. Guidebook to the Geology of Utah, № 15, 185 p., 1960.
95. *Scholten R.*, Model for evolution of Rocky Mountains east of Idaho batholith, Tectonophysics, 6, pp. 109—126, 1968.
96. *Scholten R.*, Origin of the disturbed belt in northwestern Montana — Discussion, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 3789—3792, 1970.
97. *Scholten R.*, The overthrust belt of southwest Montana and east-central Idaho (abs.), Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, 3, p. 411, 1971.
98. *Scholten R.*, Gravitational mechanisms in the northern Rocky Mountains of the United States (см. статью на стр. 461 настоящего сборника).
99. *Scholten R., Ramspott L. D.*, Tectonic mechanisms indicated by structural framework of central Beaverhead Range, Idaho — Montana, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 104, 71 p., 1968.
100. *Shaw H. R., Kistler R. W., Evernden J. F.*, Sierra Nevada plutonic cycle, Part II, Tidal energy and a hypothesis for orogenic-epeirogenic periodicities, Geol. Soc. Am. Bull., 82, pp. 869—896, 1971.
101. *Silberling N. J., Roberts R. J.*, Pre-Tertiary stratigraphy and structure of northwestern Nevada, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 72, 58 p., 1962.
102. *Smith F., Ketner K. B.*, Devonian and Mississippian rocks and the date of the Roberts Mountains thrust in the Carlin — Pinon Range area, Nevada, U.S. Geol. Survey Bull., 1251-*I*, pp. 1—19, 1968.
103. *Snelson S.*, The geology of the southern Pequop Mountains, Elko County, northeastern Nevada, Univ. Wash., Seattle, Wash., M.S. thesis, 1955.
104. *Spieker E. M.*, Late Mesozoic and early Cenozoic history of central Utah, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 205-*D*, pp. D117—D161, 1946.
105. *Stanley K. O., Jordan W. M., Dott R. H., Jr.*, New hypothesis of Early Jurassic paleogeography and sediment dispersal for western United States, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 55, pp. 10—19, 1971.
106. *Stevens C. H.*, Middle to Late Triassic deformation in the Inyo, White and northern Argus Mountains, California (abs.), Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, pt. 5, p. 78, 1969.
107. *Stifel P. B.*, Geology of the Terrace and Hogup Mountains, Box Elder County, Utah, Univ. Utah, Salt Lake City, Utah, Ph. D. thesis, 248 p., 1964.
108. *Stokes W. L.*, Geologic map of northwestern Utah, Utah Geol. Mineral. Survey Map, scale 1 : 250 000, 1963.
109. *Thorman C. H.*, Metamorphosed and non-metamorphosed Paleozoic rocks in the Wood Hills and Pequop Mountains, northeast Nevada, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 2417—2448, 1970.
110. *Tooker E. W.*, Radial movements in the western Wyoming salient of the Cordilleran overthrust belt, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 3503—3506, 1970.
111. *Iooker E. W., Roberts R. J.*, Upper Paleozoic rocks in the Oquirrh Mountains and Bingham mining district, Utah, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 629-*A*, 1970.

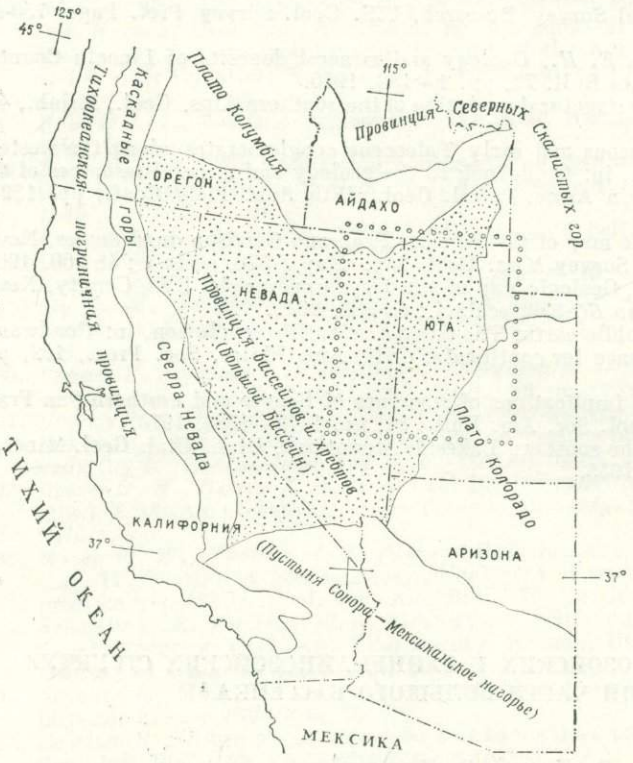
112. *Tooker E. W., Roberts R. J.*, Structures related to thrust faults in the Stansbury Mountains, Utah, in: Geological Survey Research, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 750-*B*, pp. B1—B12, 1971.
113. *Tschanz C. M., Pampeyan E. H.*, Geology and mineral deposits of Lincoln County, Nevada, Nevada Bur. Mines Bull. 73, pp. 1—183, 1970.
114. *Van Bemmelen R. W.*, The structural evolution of the southern Alps, Geol., Mijnb., 45, pp. 405—444, 1966.
115. *Walton P. T.*, Late Cretacous and early Paleocene conglomerates along the western margin of the Uinta Basin, in: Guidebook to the geology and mineral resources of the Uinta Basin, Intermountain Assoc. Petrol. Geol., 13th Ann. Field Conf., pp. 139—143, 1964.
116. *Whitebread D. H.*, Geologic map of the Wheeler Peak and Garrison quadrangles, Nevada and Utah, U.S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map *I*-578, scale 1 : 48 000, 1969.
117. *Willden R., Kistler R. W.*, Geologic map of the Jiggs quadrangle, Elko County, Nevada, U.S. Geol. Survey Map *GQ*-859, scale 1 : 62 500, 1969.
118. *Wilson J. T.*, Static or mobile earth: The current scientific revolution, in: Gondwanaland revisited, New evidence for continental drift, Am. Philos. Soc. Proc., **112**, pp. 309—320, 1968.
119. *Woodward L. A.*, Tectonic implications of structure of Beaver and northern San Francisco Mountains, Utah, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 1577—1584, 1970.
120. *Young J. S.*, Geology of the southern Lakeside Mountains, Utah, Utah Geol. Mineral. Survey Bull. 56, 116 p., 1955.

РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ И РАННЕКАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО БАССЕЙНА [1]

Р. Хоуз [2], *З. Данеш* [3]

Пологие разрывы с большими смещениями являются важным элементом структуры восточной части Большого Бассейна, описанной в настоящей статье (фиг. 1). Эти разрывы и связанные с ними структуры сформировались главным образом в течение позднего мезозоя и раннего кайнозоя и захватили морские и континентальные слои мощностью около 9000—12 000 м. Последующее дробление на крупные блоки (диастрофизм бассейнов и хребтов), эрозия, осадконакопление и вулканизм затушевали или уничтожили эти структуры во многих местах. Тем не менее обнажений все же достаточно, чтобы составить представление о том, как могли образоваться такие пологие разрывы. Мы полагаем, что они возникли главным образом при дифференцированном поднятии и гравитационном соскальзывании; мы предлагаем также экспериментальную модель для объяснения необычного характера смещений по пологим разрывам в западной части области, где более молодые или в структурном отношении более высоко лежащие породы залегают на более древних или структурно более низких слоях.

[1] Мы очень признательны следующим лицам, оказавшим помощь на разных стадиях подготовки рукописи: М. Блейку мл., М. Криттендену мл., А. Джонсону, Д. Джонсу, Ф. Кингу, М. Мейеру, Х. Муру-II, Х. Моррису, У. Пирсу, Г. Плефкеру, Р. Робертсу, И. Тукеру, Д. Варнесу и Д. Уайтбреду. Особую благодарность мы выражаем Криттендену, Моррису, Тукеру и Уайтбреду за то, что они поделились с нами своими обширными знаниями по геологии различных частей рассматриваемой области, а также Джонсону за его консультации. Мы несем полную ответственность за все теоретические аспекты этой статьи, кроме оговоренных в тексте. Публикация разрешена директором Геологической службы США.
[2] Геологическая служба США, Менло-Парк, штат Калифорния.
[3] Университет Пьюджет-Саунд, Такома, штат Вашингтон.



Фиг. 1. Обзорная карта, на которой показаны физико-географические провинции западной части США и положение рассматриваемой площади (ограничена линией из светлых кружочков).

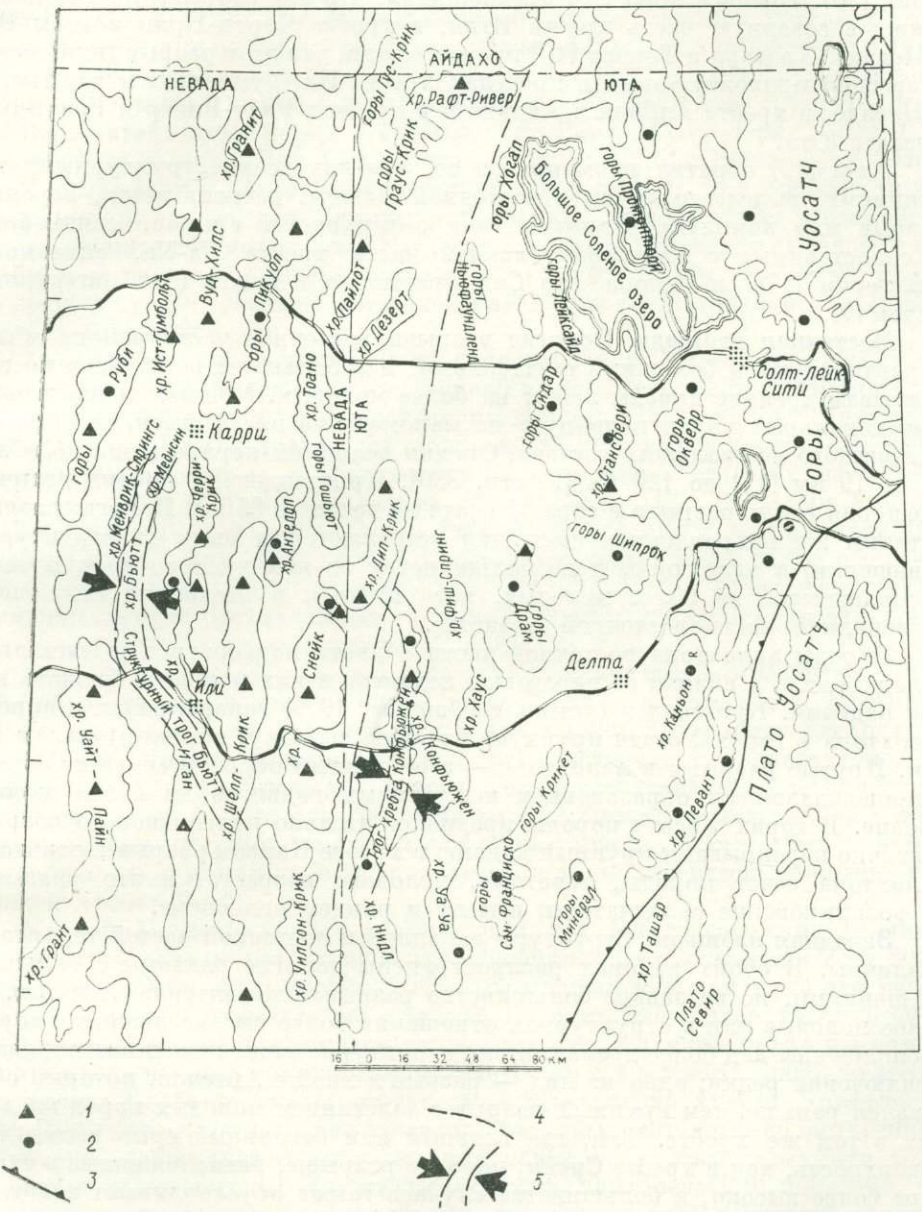
Крап — территория Большого Бассейна.

Структурная геология района [1]. В пределах рассматриваемого участка восточной части Большого Бассейна (фиг. 1) на основе структурных особенностей можно выделить восточную и западную части (фиг. 2). Эти две части разделены условной линией, протягивающейся от восточной оконечности хребта Рафт-Ривер к северо-восточному окончанию хребта Снейк. Эта линия является «восточной границей известных надвигов, образовавшихся в результате срывов» [19, стр. 18]; она также ограничивает с востока выделенную Мишем «структурную провинцию северо-восточной Невады». Восточная часть описываемой области, не имеющая названия, протягивается до восточного окончания зоны надвигов (фиг. 2).

Пологие разрывы с большими смещениями — наиболее протяженные предсреднекайнозойские структуры этого района. Впервые они были описаны в 1910 г. [4] в горах Уосатч, но, поскольку их нельзя было проследить за пределами отдельных горных хребтов вследствие разрушения древнего массива в эпоху складчатости бассейнов и хребтов, геологам в течение многих лет не удавалось обнаружить продолжение этих разрывов вдоль восточного края Большого Бассейна. Первыми нашли продолжение надвиговых структур в различных хребтах вдоль восточной окраины Большого Бассейна Биллингсли и Локк [3]; они назвали всю эту зону «надвиговой дугой Скалистых гор и Большого Бассейна». Позже Харрис [8] назвал ее зоной ларамийского надвигания, а затем Армстронг [1] предложил название «складчатый пояс Севир».

Пологие разрывы в западной части района впервые были открыты Ноланом [21] у населенного пункта Голд-Хил, штат Юта. Позднее Хаззард и др.

[1] Геологической истории Большого Бассейна до орогенеза в позднем мезозое и раннем кайнозое посвящена статья Робертса и Криттендена, помещенная на стр. 401 настоящей книги.



Фиг. 2. Распределение структурных элементов в пределах рассматриваемой площади.

1 — пологие разрывы с залеганием молодых пород на древних; *2* — пологие разрывы с залеганием древних пород на молодых; *3* — восточное ограничение позднемезозойских — раннекайнозойских надвигов; *4* — граница резко различных структур: на западе — структурная провинция северо-восточной Невады, выделенная Мишем [19]; *5* — структурный трог.

[9] описали крупный пологий разрыв в хребте Снейк в Неваде. Вслед за открытием этого разлома такие же структуры были найдены в горах Шелл-Крик [20]. Позднее Миш [18] предположил, что эти разрывы продолжаются также в северную часть хребта Иган, в хребет Черри-Крик и горы Руби в Неваде. Хаззард и Тернер [10] предполагали, что этот разрыв (или система разрывов) проходит также в пределах хребта Ист-Гумбольдт и гор Пикуоп в Неваде, в хребте Албион в Айдахо и в хребтах Рафт-Ривер и Граус-Крик в штате Юта.

Миш [19] обратил внимание на то, что под всеми структурными провинциями, выделенными им в восточной Неваде, располагается, вероятно, разрыв или комплекс разрывов типа поверхностей срывов, соизмеримых и сопоставимых с надвигами южной части хребта Уа-Уа, описанными Миллером [17], и района гор Сан-Франциско в штате Юта, описанными Истом [7].

Восточная площадь. Пологие разрывы восточной части района обычно характеризуются большими смещениями, и в большинстве случаев по этим разрывам древние породы лежат на более молодых. Мощная толща миогеосинклинальных пород надвинута на маломощные платформенные образования разного фациального состава. Оценки величины перемещения колеблются от 19 км [11] до 120 км [6, стр. 330]. Криттенден [5] оценил величину смещения вдоль разрыва в горах Уосатч на восток в 65 км. Пологие разрывы с таким же направлением смещения встречаются и выше (в структурном отношении) в аллохтоне, и по большинству из них древние породы также располагаются на более молодых, хотя имеется и несколько исключений (в западной части восточной области).

Породы аллохтона восточной части области подверглись региональной складчатости, а вблизи от передовых надвигов в них можно наблюдать крутые падения. Криттенден (устное сообщение, 1970) закартировал в породах автохтона в горах Уосатч крупную лежачую складку, опрокинутую на восток. Крутые разрывы в аллохтоне — это главным образом секущие сбросы, сопровождавшиеся образованием чешуйчатых надвигов на более высоком уровне. В горах Уосатч породы предположительно палеоценового возраста частично перекрывают крупный надвиг; в хребте Каньон разрыв в основании аллохтона сечет породы, вероятно, мелового возраста, а это указывает на возникновение складчатости в мелу и раннем палеоцене.

Западная площадь. Структуры западной и восточной частей территории различны. В обоих районах распространены пологие разломы с большими смещениями, но на западе большинство разрывов характеризуется тем, что более молодые или в структурном отношении более высоко лежащие породы расположены над более древними или структурно ниже лежащими породами. Исключения редки; одно из них — разрыв в хребте Антелоп, который образовался раньше, чем крупный разрыв с залеганием молодых пород на древних в том же хребте. Там, где главный или базальный срыв выходит на поверхность, как в хребте Снейк, пологие разрывы, расположенные в структуре более высоко, в большинстве случаев также обусловливают залегание молодых пород на древних. В блоках аллохтона развиты сбросы, местами многочисленные. Эти блоки образуют ряд ступеней или горстов и грабенов, частично срезанных пологими разрывами.

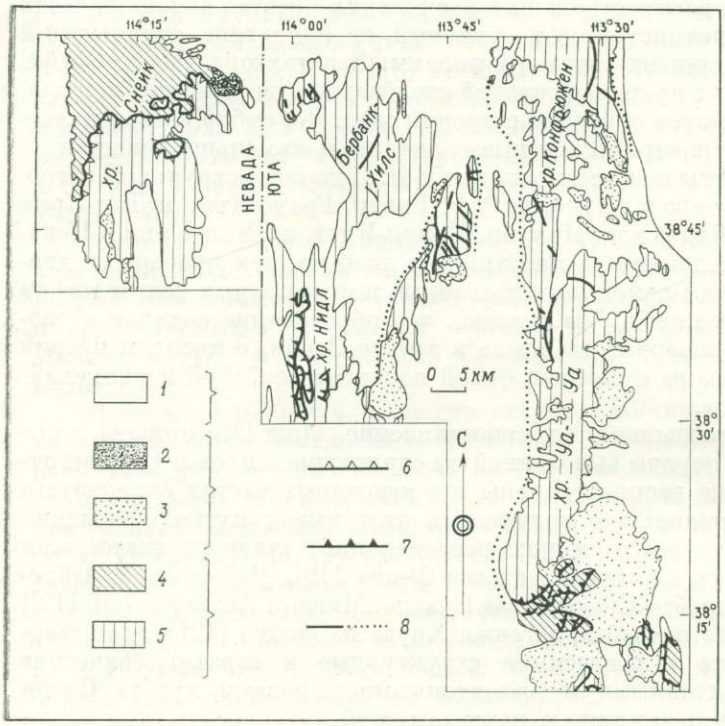
Другая важная особенность западного участка — общее моноклинальное строение многих горных хребтов, даже тех, которые срезаются пологими разрывами. Янг [30, стр. 166] заметил, что на севере центральной части хребта Шелл-Крик «складок удивительно мало, учитывая преобладание надвигов на площади карты», но в этих пологих надвигах молодые породы залегают на древних. Заметные складки имеются только вдоль осевой части структурного трога Бьютт (фиг. 2), и они характеризуются средней и большой длиной волны и умеренной амплитудой.

Породы автохтона распространены в нескольких хребтах западной части района. Эти породы демонстрируют отличный от аллохтона структурный стиль и до некоторой степени метаморфизованы. В автохтоне хребта Снейк, штат Невада, кварциты с ярко выраженной столбчатой отдельностью и дислоцированные блоки мраморов образуют широкий свод. Докембрийские и палеозойские слои автохтона в горах Руби имеют значительно меньшую мощность, метаморфизованы и смяты в сжатые складки [14]. Подобные структуры встречаются в автохтонных породах хребтов Рафт-Ривер, Граус-Крик и Дип-Крик в штате Юта, в горах Вуд-Хилс, Пикуоп, Черри-Крик и Шелл-Крик в Неваде. Метаморфизм и дислокации возникли здесь раньше, чем произошли движения по срыву, так как неметаморфизованные породы лежат тектонически выше метаморфических пород. Мы считаем, что образование складок и сводообразное изгибание поверхности срыва в хребте Снейк, о котором писали Хаззард и др. [9], связаны с поздней фазой позднемезозойской и раннекайнозойской складчатости.

Размеры пологих разрывов и их сопоставление. Миш [19] пришел к выводу, что аллохтонные породы выделенной им структурной провинции восточной Невады были также распространены и в некоторых частях складчатого пояса Севир. Нам хотелось бы подкрепить этот вывод путем обобщения результатов некоторых геологических исследований, ставших известными после того, как была опубликована статья Миша [19]. Работами Уайтбреда [29] в южной части хребта Снейк, штат Невада, Миша и Хаззарда (см. [12]) в центральной части этого хребта, а также Хоуза и Блейка [12] в его северной части установлены существенные структурные и стратиграфические различия между автохтонными и аллохтонными породами хребта Снейк и непосредственно примыкающих к нему областей.

Во-первых, породы автохтона, за исключением широко развитых интрузий, образовались в начале среднего кембрия или раньше, а во-вторых, обычно они метаморфизованы и в них проявились внутренние дислокации. Кроме того, крутые разрывы гораздо реже встречаются в автохтоне, чем в аллохтоне. С другой стороны, возраст пород аллохтона колеблется от среднего кембрия до перми, они, по существу, не метаморфизованы, но сильно нарушены как крутыми, так и пологими разрывами. Кроме того, никогда не сообщалось о каких-либо интрузивных породах в верхней пластине, слагающей хребет Снейк.

На основании коренных структурных и стратиграфических различий между автохтоном и аллохтоном, установленных на протяжении всех 80 км длины и 29 км ширины хребта Снейк, мы пришли к выводу, что эти различия должны продолжаться по крайней мере на небольшое расстояние за пределы хребта. Мы утверждаем также, что эти различия могли бы помочь решить очень важный вопрос: протягивается ли срыв хребта Снейк на восток под холмы Бербанк-Хилс (юго-западное ответвление хребта Конфьюжен, штат Юта) или же он выходит в расположенной между ними области, ширина которой составляет 8 км и которая почти полностью перекрыта более молодыми отложениями? На детальной карте Уайтбреда [29] показано, что в единственном изолированном выходе палеозоя в этой закрытой области, как и в самой западной части возвышенности Бербанк-Хилс, обнажаются девонские породы, которые относят к той же формации, что и в самой восточной зоне южного участка хребта Снейк, где она определенно входит в состав аллохтона. Следовательно, наиболее вероятно, что срыв действительно продолжается на восток под возвышенностью Бербанк-Хилс, так как если бы он выходил на поверхность где-то в пределах закрытой площади, то район Бербанк-Хилс был бы сложен породами автохтона и, следовательно, в нем были бы распространены, вероятнее всего, ранние среднекембрийские или более древние слои (фиг. 3).



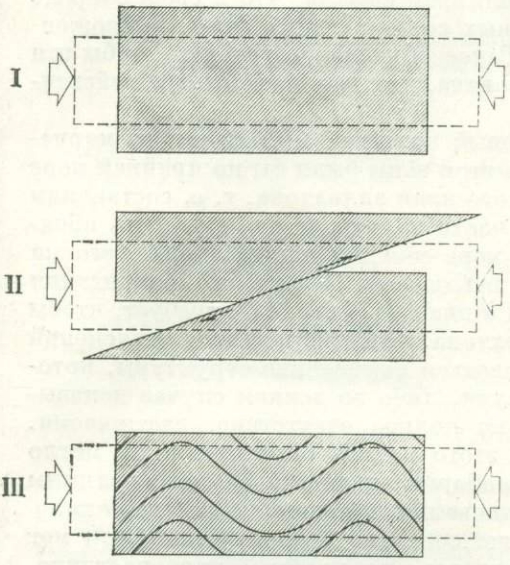
Фиг. 3. Генерализованная геологическая карта территории, охватывающей запад штата Юта и восток штата Невада, на которой показано распространение аллохтона и его взаимоотношение с автохтоном.

1 — четвертичные поверхностные породы. Третичные породы (*2—3*): *2* — осадочные; *3* — вулканогенные. Палеозойские и мезозойские породы (*4—5*): *4* — автохтонные; *5* — аллохтонные. *6* — срывы — молодые породы на древних; *7* — надвиги — древние породы на молодых; *8*—крутые разрывы (необнаженные участки показаны точечной линией).

Другая важная проблема заключается в следующем: существовали ли в складчатом поясе Севир надвиги, связанные со срывом в хребте Снейк? Решение этой проблемы полностью зависит от только что сделанного вывода, согласно которому этот срыв продолжается под возвышенностью Бербанк-Хилс. На фиг. 3 показано, что породы аллохтона хребтов Снейк, Бербанк-Хилс, вдоль хребта Конфьюжен и на хребте Уа-Уа образуют обособленную и непрерывную структуру. Эта структура, хотя и обрезана крутыми разрывами, включает только один пологий разрыв, который можно было бы сравнить по величине смещения с упомянутым срывом. Миллер [17] показал, что нижнекембрийские породы южной части хребта Уа-Уа надвинуты в восточном направлении на слои молодых пород, возраст которых не древнее средней, а возможно, и поздней юры.

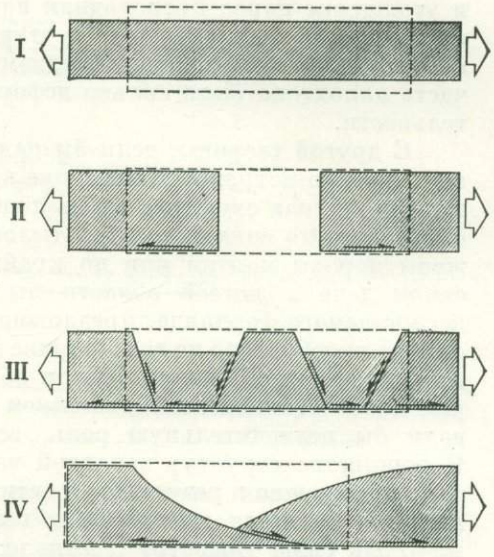
Этот надвиг, как и два других, закартированных в окрестностях гор Сан-Франциско [7], относится к складчатому поясу Севир; по этим надвигам контактируют совершенно различные фации палеозойских пород, так же как и в случае с надвигами на северо-востоке, в горах Уосатч. Смещения по ним должны быть значительными; более того, поскольку хребет Уа-Уа представляет собой более верхнюю пластину по отношению к надвигам складчатого пояса Севир и в силу своей структурной связи с возвышенностью Бербанк-Хилс почти определенно является верхней пластиной и по отношению к срыву, эти пологие поверхности разрывов образовались, очевидно, одновременно и коррелируются между собой [19, 13] (фиг. 3).

Интерпретация контрастного строения аллохтонного комплекса. Если проведенная корреляция достоверна, то мы сталкиваемся с проблемой объяснения резко различных структурных стилей в соседних районах. Складчатость, образование надвигов и значительное увеличение мощности разреза характерны для восточной части аллохтона и могли возникнуть только благодаря горизонтальному сжатию, как это схематически показано на фиг. 4. На западе мощность первоначального разреза меньше (фиг. 5, схе-



Фиг. 4. Диаграммы, схематически показывающие возможный результат действия сжимающих сил, приложенных к пластине (показаны стрелками).

I—упруго-пластичная деформация; *II*—взбросо-надвиговая деформация; *III* — складчатая деформация (не в масштабе). Штриховая линия — первоначальная форма; сплошная линия — конечная форма.



Фиг. 5. Схематическая диаграмма результатов действия растягивающих сил, приложенных к пластине (показаны стрелками).

I — упруго-пластичная деформация; *II* — растяжение в стороны; *III* — горст и грабен на базальной поверхности скола; *IV* — циклоидальные поверхности скола. Штриховая линия — первоначальная форма; сплошная линия — конечная форма.

мы *III* и *IV*). Такая ситуация могла возникнуть только при растяжении. Подобное сочетание структур в одном аллохтонном комплексе в точности соответствует представлению об образовании свода на западе региона и прогиба на востоке, в результате чего должен был возникнуть уклон в восточном направлении.

В условиях, определенных Хаббертом и Руби [15], когда зона жидкой фазы, в которой давление превышает гидростатическое, располагается у основания мощной пластообразной массы в начале формирования аллохтона, так что эта масса оказывается в состоянии скользить на восток, растяжение преобладало бы в поднятой части свода, а сжатие — у края этого свода. Такое сочетание условий привело бы к уменьшению мощности разреза на западе и увеличению на востоке.

Общая ширина этих двух частей аллохтона в настоящее время составляет 320 км. Если принять, что амплитуда смещения по какому-либо крупному надвигу во фронтальной части равна 65 км [5], то первоначальная ширина формирующегося аллохтона должна быть около 260 км или меньше. Мощность аллохтона во время главной фазы тектонических движений превышала 5500 м и местами достигала 10 700 или даже 12 200 м. Поскольку мы располагаем разнообразными доказательствами одинакового относительного движения аллохтона на восток, то следует считать, что для его формирования под действием одного только сжатия потребовалось бы приложить давление к его краям, как это показано на фиг. 4 (*II* и *III*). Однако приложение сил тектонического давления к такой призме, образованной из отдельных слоев, в механическом отношении трудно представить без деформации автохтона. Можно, конечно, вообразить столкновение крупных блоков коры (и мантии), как условно изображается на схемах образования тектогенов или межгорных массивов (Zwischengebirge), и доказывать, что сдавливание

и утолщение пород происходили под действием сжатия, что в свою очередь приводило к возникновению вертикальных составляющих силы, приложенной к задней части слоистой призмы. Такое объяснение требует, чтобы эта часть аллохтона была сильно деформирована, что не соответствует действительности.

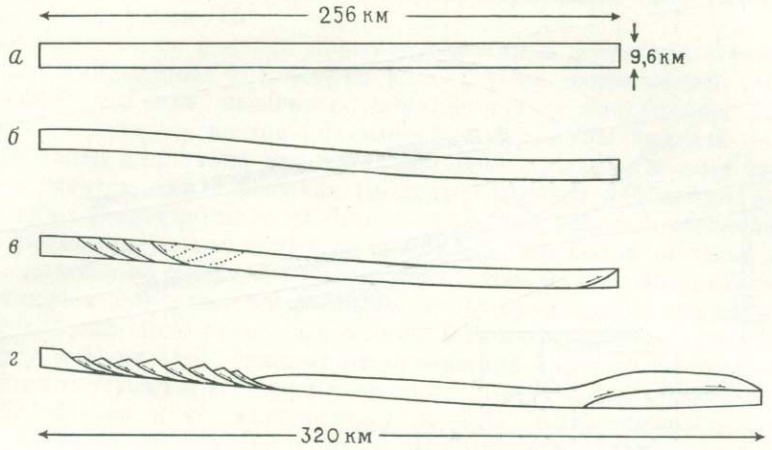
С другой стороны, если бы надвиговый комплекс был выжат из корневой зоны, то поднятие и смещение вдоль этой зоны были бы по крайней мере такими же, как смещение вдоль передового края аллохтона, т. е. составляли бы 65 км. Это означает, что в тыловой части аллохтона должны быть обнажены породы мантии или по крайней мере нижних частей коры, чего на самом деле в данной области мы не наблюдаем. Механизм поддвигания несжимаемого форланда, предложенный Мишем [19, стр. 41], требует, чтобы сжатие преобладало по всей ширине аллохтона. При любом из этих объяснений во всем аллохтоне должны были образоваться внутренние структуры, которые либо возникали под действием сжатия, либо во всяком случае доказывали бы незначительную роль, если не полное отсутствие, растяжения. Большинство структур западной части этого района определенно не могло быть образовано в результате сжатия; наоборот, единственным обоснованным выводом является вывод об их возникновении в условиях растяжения.

Роль силы тяжести. Предположение, согласно которому аллохтон мог быть перемещен силой тяжести, отвергалось, по крайней мере частично, потому, что не был известен удовлетворительный механизм, который предусматривал бы движение под действием силы тяжести при небольшом уклоне. Анализ, проведенный Хаббертом и Руби [15], дает возможность обойти это возражение. Однако Миш [19, стр. 40] возражал против гравитационного происхождения аллохтона, так как считал, что в этом случае должна происходить тектоническая денудация фундамента. Мы же полагаем, что полная денудация возможна только там, где аллохтон был настолько тонким, что мог выдерживать собственный вес при почти вертикальном положении стенок. Такая обстановка возникла в оторванной зоне надвига Харт-Маунтин [24, 25], где скользящий блок имел толщину 610 м.

При несколько более мощном аллохтоне результатом растяжения в западной его части было бы образование горстов и грабенов, подобно тому как это показано на фиг. 5, *III*. Это именно та ситуация, которую изобразили Руби и Хабберт [27, фиг. 9]. Наше истолкование структур аллохтона в восточной части Большого Бассейна требует, чтобы структуры западной части этой области, особенно пологие надвиги, были результатом действия горизонтально приложенной растягивающей силы и вертикального гравитационного сжатия. Мы полагаем, что большая мощность аллохтона в западной части области (>5500 м) была одним из важнейших факторов в развитии пологих разрывов с залеганием молодых пород на древних.

Физико-математическое объяснение образования множества пологих разрывов с залеганием молодых пород на древних было впервые предложено Варнсом [28], изучавшим южную часть района Силвертон в штате Колорадо. Рассчитанные им теоретические траектории касательных напряжений замечательно точно совпали с картиной распределения разрывов, которую он закартировал в поле. Для установления схемы траекторий касательного напряжения Варнс использовал разновидность компрессионной камеры Прандтля. Позже мы обнаружили, что Най [23] опубликовал в 1951 г. результаты анализа траекторий касательного напряжения в ледниках, очень сходные с предлагаемыми нами для объяснения пологих разрывов с залеганием молодых пород на древних, развитых в восточной Неваде и на западе штата Юта.

Наша трактовка основана на предположении, что весь аллохтон первоначально представлял собой крупную пластину или призму (фиг. 6, *а*) с шириной в направлении запад — восток не более 260 км, мощностью от 5500



Фиг. 6. Схематический разрез восточной части Большого Бассейна, на котором показано развитие разрывов с залеганием молодых пород на древних.

а — форма пластины вначале; *б* — возникновение наклона; *в* — развитие траекторий касательных напряжений циклоидальной формы в тыловой, или активной, части аллохтона; *г* — конечная конфигурация аллохтона с разрывами с залеганием молодых пород на древних на западе и древних на молодых на востоке.

до 12 000 м и протяженностью по крайней мере 320—400 км. Решение проблемы образования пологих разрывов не зависит, однако, от этой длины. Допустим условно, что первоначальная мощность аллохтона составляла 9000 м.

В результате некоторого тектонического процесса призма затем была преобразована в нечто подобное тому, что изображено на фиг. 6, *б*. Западная часть относительно поднялась, а восточная опустилась, так что образовался склон, обращенный к востоку. Поскольку западный край призмы приблизительно совпадает с осью раннемезозойской геоантиклинали, выделенной Ноланом [22], существование обращенного на восток склона кажется достаточно хорошо обоснованным.

После образования этого наклона (при условии существования зоны аномально высокого давления жидкой фазы у основания пластины) максимальное сжимающее напряжение в западной части области оказывается вертикальным, а на востоке — горизонтальным. Под действием вертикального сжатия, вызванного силой тяжести, возникают циклоидальные траектории касательных напряжений (фиг. 6, *в*; 7). Вертикальное сжатие в сочетании со стремлением призмы в целом двигаться вниз под уклон вызывает движение по траекториям максимального касательного напряжения, как это показано в левой части фиг. 6, *г*. Разрывы должны вначале возникать на западе.

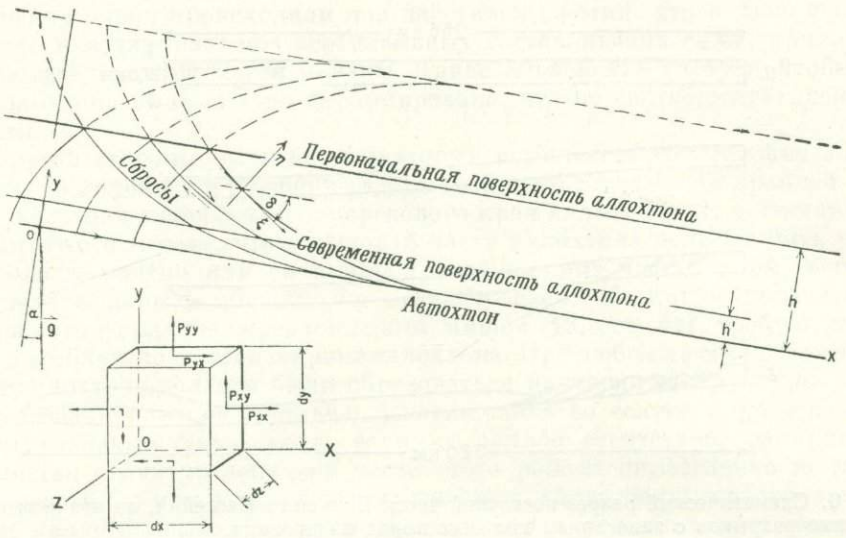
Математический анализ этой проблемы у разных исследователей приблизительно одинаков [23, 28, 16]. Он основан на следующих допущениях (фиг. 7):

1. Рассматриваемый блок коры может быть аппроксимирован бесконечной пластиной однородного изотропного материала, на которую действует только ее собственный вес.

2. Разрушение материала происходит тогда, когда максимальное касательное напряжение достигает постоянной величины k, характерной для данного материала (критерий фон Мизеса).

3. Разрыв следует по траектории максимального касательного напряжения.

4. Решение задачи не зависит от координаты Z.



Фиг. 7. Траектории главных касательных напряжений в тыловой части аллохтона постулируемого типа и разложение напряжения, действующего на элементарный объем.

Единственной объемной силой, действующей на частицу, является ее вес; следовательно,

$$\frac{\partial P_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial P_{yx}}{\partial y}=-\rho g\sin\alpha, \tag{1}$$

$$\frac{\partial P_{xy}}{\partial x}+\frac{\partial P_{yy}}{\partial y}=\rho g\cos\alpha, \tag{2}$$

где ρ — плотность материала; g — ускорение силы тяжести; x — декартова координата вдоль пластины; ось y направлена под прямым углом к пластине (положительное направление вверх); α — угол наклона пластины.

Решив уравнения (1) и (2), приравнивая к нулю составляющие напряжения на свободной поверхности, $y=h$; подставляя $P_{xy}=k$ на подошве пластины, $y=0$, получаем

$$P_{xx}=a\,(y-h)+f\,(y)-f\,(h), \tag{3}$$

$$P_{xy}=-\rho g\sin\alpha\,(y-h)=k\left(1-\frac{y}{h}\right), \tag{4}$$

$$P_{yy}=\rho g\cos\alpha\,(y-h)=\frac{k}{\operatorname{tg}\alpha}\left(\frac{y}{h}-1\right), \tag{5}$$

где a — произвольная константа; f — произвольная функция.

Применяя допущение 2 и правила тензорного преобразования, мы можем теперь получить через ряд уравнений (5a — 5k), данных в приложении, следующие математические выражения для формы поверхностей разрывов:

$$\frac{dy}{dx}=\frac{2-y/h}{\sqrt{(y/h)\,(2-y/h)}}, \tag{6}$$

или

$$\frac{dy}{dx}=\frac{-y/h}{\sqrt{(y/h)\,(2-y/h)}}. \tag{7}$$

Уравнения (6) и (7) представляют семейства циклоид. В одном из них острие находится у ординаты $y=0$ и направлено вниз, в другом $y=2h$ и направлено вверх. Каждая траектория одного типа пересекает траекторию

другого типа под прямым углом; те и другие пересекают свободную поверхность $y = h$ под углом 45°.

Приведенные выше расчеты показывают, как в действительности могли образоваться циклоидные траектории касательных напряжений. Они показывают также, что при введенных допущениях о пластичном характере призмы и о наклоне на восток объемные силы должны вызвать движение. В западной части аллохтона это движение относилось бы к тому типу, при котором структурно более высокие (молодые) породы двигаются на расположенные ниже (древние) породы. Что же касается условий восточной части Большого Бассейна, то мы приходим к выводу, что большая часть верхних горизонтов аллохтона здесь уже уничтожена эрозией, так как среднее наблюдаемое положение поверхностей разрывов очень пологое, до горизонтального.

Движение возможно только на уклоне, и минимальный градиент, согласно Хабберту и Руби [15], зависит от отношения λ давления жидкой фазы в основании аллохтона к весу вышележащих пород. Когда давление жидкой фазы приближается к геостатическому ($\lambda \to 1$), необходимый для начала движения градиент становится меньше. По мнению Рэлея и Григгса [26], необходимо учитывать, что для того, чтобы заставить передний край аллохтона подняться на какой-либо уступ или возвышенность, необходима энергия. Эта проблема не рассматривалась Хаббертом и Руби [15]. Для ее решения требуется допустить либо небольшое увеличение наклона, либо увеличение значения λ, либо небольшое давление сзади.

В самой западной части сегмент горных пород, расположенный на траектории касательного напряжения, имеющей форму полуциклоиды, лежит на поверхности, угол падения которой составляет в среднем 22°. Если значение λ вдоль этой поверхности скола достаточно велико, то блок горных пород, находящийся на циклоидальной поверхности, станет оказывать значительное давление на восток, на тыловой край аллохтона. Если учесть все внешние силы, препятствующие движению, то, вероятно, это давление окажется недостаточным, чтобы продвинуть передовой край аллохтона вверх по уклону, но оно, конечно, будет достаточным, чтобы свести к минимуму то увеличение наклона, которое требуется согласно предположению Рэлея и Григгса.

Когда аллохтон движется вниз по склону, он образует дефект массы позади себя и избыток массы вдоль передового края, где он и наползает на автохтон. В результате в тыловой части может начаться поднятие автохтона, что даст небольшое локальное увеличение уклона. Вдоль передового края возросшая масса может стать причиной изостатического выравнивания, что в свою очередь может привести к уменьшению угла склона, вверх по которому движется фронтальная часть аллохтона. Сочетание этих условий облегчает движение аллохтона.

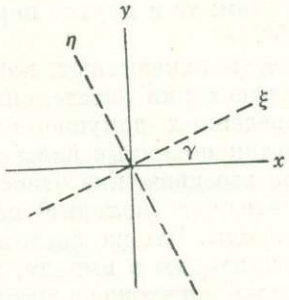
ПРИЛОЖЕНИЕ

В соответствии с правилами преобразования компонентов тензора

$$P_{\xi\eta} \equiv \cos(\xi, x) P_{xx} \cos(x, \eta) + \cos(\xi, x) P_{xy} \cos(y, \eta) + \\ + \cos(\xi, y) P_{yx} \cos(x, \eta) + \cos(\xi, y) P_{yy} \cos(y, \eta), \qquad (5а)$$

где $\xi\eta$ — произвольная (местная) система прямоугольных координат. Пусть угол между x и ξ будет равен γ, тогда

$$P_{\xi\eta} = -P_{xx} \cos\gamma \sin\gamma + P_{xy}(\cos^2\gamma - \sin^2\gamma) + \\ + P_{yy} \sin\gamma \cos\gamma = -\frac{P_{xx} - P_{yy}}{2} \sin 2\gamma + P_{xy} \cos 2\gamma. \qquad (5б)$$



Фиг. 8.

Если величина $P\xi\eta$ по какому-либо направлению имеет максимальное значение, то она должна обращаться в нуль на плоскости, наклоненной под 45° к первой:

$$0 = -\frac{P_{xx}-P_{yy}}{2}\sin 2(\gamma+45^\circ) + P_{xy}\cos 2(\gamma+45^\circ) =$$
$$= \frac{P_{xx}-P_{yy}}{2}\cos 2\gamma + P_{xy}\sin 2\gamma, \qquad (5в)$$

так что

$$\operatorname{tg} 2\gamma = -\frac{P_{xx}-P_{yy}}{2P_{xy}}. \qquad (5г)$$

Следовательно,

$$\sin 2\gamma = -\frac{P_{xx}-P_{yy}}{\sqrt{4P_{xy}^2+(P_{xx}-P_{yy})^2}} \qquad (5д)$$

и

$$\cos 2\gamma = \frac{2P_{xy}}{\sqrt{4P_{xy}^2+(P_{xx}-P_{yy})^2}}. \qquad (5е)$$

Подставим уравнения (5д) и (5е) в уравнение (5б) и используем допущение 2:

$$P\xi\eta = \frac{1}{2}\frac{(P_{xx}-P_{yy})^2}{\sqrt{4P_{xy}^2+(P_{xx}-P_{yy})^2}} + \frac{2P_{xy}^2}{\sqrt{4P_{xy}^2+(P_{xx}-P_{yy})^2}} =$$
$$= \frac{1}{2}\frac{4P_{xy}^2+(P_{xx}-P_{yy})^2}{\sqrt{4P_{xy}^2+(P_{xx}-P_{yy})^2}} = k, \qquad (5ж)$$

или

$$(P_{xx}-P_{yy})^2 + 4P_{xy}^2 = 4k^2. \qquad (5з)$$

Далее преобразуем уравнение (5г):

$$\operatorname{tg} 2\gamma = \frac{2\operatorname{tg}\gamma}{1-\operatorname{tg}^2\gamma} = -\frac{P_{xx}-P_{yy}}{\sqrt{4k^2-(P_{xx}-P_{yy})^2}}, \qquad (5и)$$

или

$$\operatorname{tg}\gamma = \frac{\sqrt{4k^2-(P_{xx}-P_{yy})^2}\pm 2k}{P_{xx}-P_{yy}} = \frac{\partial y}{\partial x}. \qquad (5к)$$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Armstrong R. L.*, Sevier orogenic belt in Nevada and Utah, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, pp. 429—458, 1968.
2. *Benioff H., Gutenberg B.*, Strain characteristics of the Earth's interior, in: *Gutenberg B.*, ed., Internal constitution of the Earth, New York, Dover Publ., pp. 382—407, 1951.
3. *Billingsley P. R., Locke A.*, Tectonic position of ore districts in the Rocky Mountain region, Am. Inst. Mining Metall. Engineers Tech. Pub., 501, 12 p., 1933.

4. *Blackwelder E.*, New light on the geology of the Wasatch Mountains, Utah, Geol. Soc. Am. Bull., **21**, pp. 517—542, 1910.
5. *Crittenden M. D.*, Magnitude of thrust faulting in northern Utah, in: Geological Survey research 1961, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 424-*D*, pp. D128—D131, 1961.
6. *Eardley A. J.*, Structural geology of North America, New York, Harper and Bros., 624 p., 1951 [см. русский перевод: *Ирдли А.*, Структурная геология Северной Америки, ИЛ, М., 1954].
7. *East E. H.*, Structure and stratigraphy of San Francisco Mountains, western Utah, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **50**, pp. 901—920, 1966.
8. *Harris H. D.*, Late Mesozoic positive area in western Utah, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **43**, pp. 2636—2652, 1959.
9. *Hazzard J. C., Misch P., Wiese J. H., Bishop W. C.*, Large-scale thrusting in northern Snake Range, White Pine County, northeastern Nevada (abs.), Geol. Soc. Am. Bull., 64, pp. 1507—1508, 1953.
10. *Hazzard J. C., Turner E. F.*, Décollement-tyse overthrusting in south-central Idaho, nortwestern Utah, and northeastern Nevada (abs.), Geol. Soc. Am. Bull., 68, p. 1829, 1957.
11. *Hintze L.*, Thrust-faulting limits in western Utah (abs.), Geol. Soc. Am. Bull., 71 p. 2062, 1960.
11a. *Hintze L.*, Geologic map of southwestern Utah, Utah State Land Board, 1963.
12. *Hose R. K., Blake M. C., Jr.*, Geologic map of White Pine County, Nevada, U.S. Geol. Survey open-file map, 1970.
13. *Hose R. K., Daneš Z. F.*, Late Mesozoic structural evolution of the eastern Great Basin (abs.), Geol. Soc. Am. Spec. Paper 115, p. 102, 1968.
14. *Howard K. A.*, Structure of metamorphic rocks of the northern Ruby Mountains, Nevada, Yale University, Ph. D. dissertation, New Heaven, Conn., 1966.
15. *Hubbert M. K., Rubey W. W.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I — Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 115—166, 1959.
16. *Kanizay S. P.*, Mohr's theory of strength and Prandtl's compressed cell in relation to vertical tectonics, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 414-*B*, pp. B1—B16, 1962.
17. *Miller G. M.*, Structure and stratigraphy of southern part of Wah Wah Mountains, southwest Utah, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **50**, pp. 858—900, 1966.
18. *Misch P.*, Magnitude and interpretation of some thrust in northeastern Nevada (abs.), Geol. Soc. Am. Bull., 68, pp. 1854—1855, 1957.
19. *Misch P.*, Regional structural reconnaissance in central-northeast Nevada and some adjacent areas, Observations and interpretations, in: Geology of east-central Nevada, Intermountain Assoc. Petrol. Geol. 11th Ann. Field Conf. Guidebook, pp. 17—42, 1960.
20. *Misch P., Easton W. H.*, Large overthrusts near Connors Pass in the southern Schell Creek Range, White Pine County, eastern Nevada (abs.), Geol. Soc. Am. Bull., 65, p. 1347, 1954.
21. *Nolan T. B.*, The Gold Hill mining district, Utah, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 177, 172 p., 1935.
22. *Nolan T. B.*, The Basin and Range province in Utah, Nevada, and California, U. S. Geol. Survef Prof. Paper 197-*D*, pp. 141—196, 1943.
23. *Nye J. F.*, The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity, Proc. Royal Soc. London, ser. A, **207**, pp. 554—572, 1951.
24. *Pierce W. G.*, The «break-away» point of the Heart Mountain detachment fault in northwestern Wyoming, in: Geological Survey research 1960, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 400-B, pp. B236—B237, 1960.
25. *Pierce W. G.*, Principal features of the Heart Mountain fault and the mechanism problem (см. статью на стр. 445 настоящего сборника).
26. *Raleigh C. B., Griggs D. T.*, Effect of the toe in the mechanics of overthrust faulting, Geol. Soc. Am. Bull., 74, pp. 819—830, 1963.
27. *Rubey W. W., Hubbert M. K.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 167—206, 1959.
28. *Varnes D. J.*, Analysis of plastic deformation according to von Mise's theory with application to the South Silverton area, San Juan County, Colorado, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 378-*B*, pp. B1—B49, 1962.
29. *Whitebread D.*, Geologic map of the Wheeler Peak and Garrison quadrangles, Nevada and Utah, U. S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map *I*-578, 1969.
30. *Young J. C.*, Structure and stratigraphy in north-central Schell Creek Range, Intermountain Assoc. Petroleum Geologists 11th Ann. Field Conf. Guidebook, pp. 158—172, 1960.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И СИЛА ТЯЖЕСТИ ВО ВПАДИНЕ БИГ-ХОРН И В ОКРУЖАЮЩИХ ХРЕБТАХ СРЕДНИХ СКАЛИСТЫХ ГОР[1]

Р. Фуз[2]

Цель настоящей статьи — описать последовательность тектонических событий, которые привели к развитию главных особенностей земной коры в области впадины Биг-Хорн и окружающих ее хребтов Средних Скалистых гор, где огромные блоки коры вертикально подняты или опущены. Таким образом, здесь можно видеть значение силы тяжести как силы, которая меняет вертикальное положение блоков и накладывает свой стиль на конечную картину дислокаций.

Описание региона. *Общие сведения.* Впадина Биг-Хорн с окружающими ее горными хребтами расположена на северо-западе штата Вайоминг и захватывает также южную часть центральной Монтаны (фиг. 1). Эта площадь составляет большую часть так называемых Средних Скалистых гор, для которых характерны крупные горные хребты более или менее прямоугольной формы, чередующиеся с обширными плоскодонными впадинами, заполненными третичными осадочными породами. Ширина хребтов составляет обычно 30—70 км, длина 120—180 км. Передовые части хребтов, как правило, очень крутые, превышения составляют 1000—2000 м, что отражает сильный структурный контроль. Некоторые хребты имеют относительно плоские вершины (например, горы Бертут и Биг-Хорн) и содержат обширные площади развития докембрийских кристаллических пород, лишенные палеозойского и мезозойского чехла.

Тектоническая обстановка. Средние Скалистые горы. Средние Скалистые горы (фиг. 1) являются частью форланда в штате Вайоминг к востоку от Кордильерского пояса складок и надвигов, сложенного геосинклинальными осадочными породами, мощность которых превышает местами 16 000 м [13]. В противоположность этому на кристаллическом фундаменте склона форланда в Вайоминге мощность мелководных палеозойских отложений (в основном карбонатных) составляет немного меньше 1000 м, а мощность мезозойских (главным образом обломочных) пород равна приблизительно 2000 м. И только в мелу склон платформы действительно начал быстро опускаться, что привело к возрастанию мощности обломочных отложений, переслаивающихся с туфами и другими продуктами вулканизма, который характеризовал начало ларамийских дислокаций. За время ларамийских дислокаций и после их завершения в эоцене в некоторых погружающихся впадинах накопилось до 3000 м третичных осадочных пород. Однако перед началом дислокаций фундамент во всем этом регионе находился вблизи поверхности и играл определяющую роль в формировании стиля деформации во время ларамийской складчатости.

Впадина Биг-Хорн и окружающие хребты. Впадина Биг-Хорн почти полностью окружена поднятыми блоками фундамента (фиг. 2). К западу, к югу и к востоку от нее они образуют крупные горные сооружения. В противоположность этому резкое вертикальное смещение фундамента, отмечающее северную структурную границу впадины, почти никак не выражено в топографии. Граница впадины проходит по зоне разлома Най-Боулер, вдоль которой происходили и вертикальные, и горизон-

[1] Я рад выразить свою признательность Д. Уайзу за критические замечания, улучшившие эту статью.

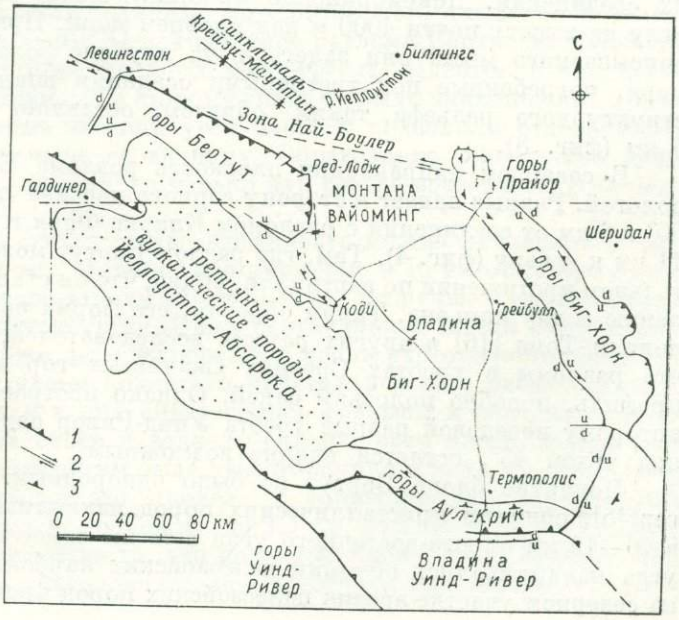
[2] Геологический факультет Амхерстского колледжа, Амхерст, штат Массачусетс.

Фиг. 1. Обзорная карта, на которой показано расположение Средних Скалистых гор.

тальные движения. На западной стороне в течение заключительной стадии ларамийской складчатости накопилась большая масса эоценовых вулканических туфов и конгломератов, слагающих плато Йеллоустон и горы Абсарока.

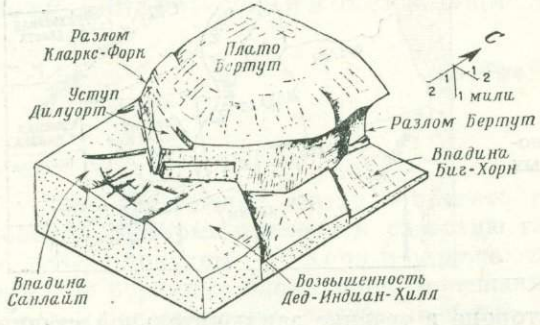
Границы впадины характеризуются большой контрастностью структурного рельефа между опущенными и поднятыми блоками в пределах нескольких километров по горизонтали. Наиболее поднятые участки поверхности фундамента во впадине Биг-Хорн находятся на глубине 6300 м ниже уровня моря, тогда как обнаженная поверхность тех же самых пород на вершинах соседних гор располагается на высоте 4000 м выше уровня моря. Таким образом, амплитуда структурного рельефа превышает здесь 10 км [9], достигая местами 12 км [1].

Границы между впадиной и окружающими горными блоками делятся на два типа. Одни отмечаются четкими разрывами в фундаменте, для других характерен крутой наклон фундамента без образования разрывов. Там, где разрывов нет или где они не выходят из фундамента, в вышележащих породах под влиянием движений в фундаменте произошло образование крупных моноклиналей или сложной складчатости (кое-где с опрокидыванием) [7, 12]. Местами породы осадочного чехла отделились от фундамента и соскользнули до более низкого топографического уровня вдоль фронтальных частей гор. Форма их залегания помогает раскрыть многие особенности влияния силы

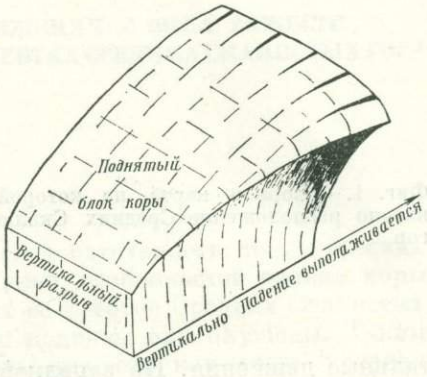


Фиг. 2. Главные тектонические особенности впадины Биг-Хорн и окружающих горных хребтов.

1 — надвиги, показано падение разрыва; *2* — сбросы и сдвиги, показано направление относительного движения (*u* — вверх, *d* — вниз); *3* — простирание и падение пород.



Фиг. 3. Конфигурация структуры фундамента у юго-восточного угла блока Бертут.
Вертикальное преувеличение равно 2.



Фиг. 4. Положение поверхности разрыва на краю вертикально поднятого блока земной коры.
Падение разрыва становится более пологим с увеличением расстояния от угла блока.

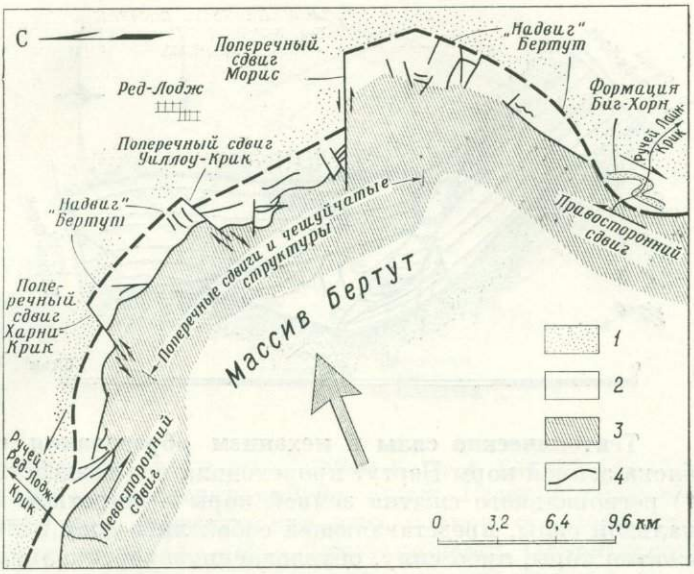
тяжести на стиль вертикальных поднятий, возникших во время ларамийской складчатости. В следующих разделах будут рассмотрены характерные особенности структур, иллюстрирующие тектоническое развитие и типы дислокаций в нескольких хребтах в области впадины Биг-Хорн.

Блок хребта Бертут. *Особенности структуры.* Блок земной коры с горой Бертут (фиг. 2) площадью примерно 130 × 65 км детально описан и графически изображен в более ранней работе автора [7]. Здесь рассматриваются только самые главные его особенности.

Все структурные границы между этим блоком коры и примыкающими к нему участками впадины, за исключением небольшой полосы на юго-западе, представляют собой крупные разрывы. Самый большой из них разлом Бертут, который ограничивает блок с востока, у юго-восточного угла имеет вертикальное падение. Он встречается в этом месте почти под прямым углом с таким же вертикальным разломом Кларкс-Форк. Эти разрывы не пересекаются, так как ни один из них не прослеживается после их соединения. Докембрийские кристаллические породы подняты в этом углу на высоту почти 4000 м над уровнем моря. Примерно в 1 км восточнее описываемого места они залегают на глубине более 1000 м ниже уровня моря, погребенные под третичными осадками впадины Биг-Хорн; размах структурного рельефа, таким образом, оставляет здесь приблизительно 5 км (фиг. 3).

В северном направлении плоскость разлома Бертут становится более пологой. Разрыв падает в сторону горного массива (т. е. на запад) под углом 50° в 6 км от соединения с разломом Кларкс-Форк и под углом 20° еще через 11 км к северу (фиг. 4). Там, где разлом Бертут можно наблюдать на значительном протяжении по вертикали, видно, что он становится круче по направлению к дну каньона. Таким образом, его форма не соответствует представлениям Тома [16] и других ранних исследователей, которые предполагали, что разломы в хребтах Средних Скалистых гор имеют вогнутый кверху профиль, подобно полозьям саней. Однако построение Берга [2], согласно которому передовой разрыв хребта Уинд-Ривер падает на большой глубине под углом 45°, остается вполне возможным.

Поднятие блока Бертут не было однородным. Как показал Флюкингер [5], обломки кристаллических пород накапливались вдоль края блока в 10—15 км от юго-восточного угла в то же самое время, когда возле этого угла накапливались обломки палеозойских карбонатных пород. Очевидно, на северном участке эрозия палеозойских пород происходила быстрее благо-



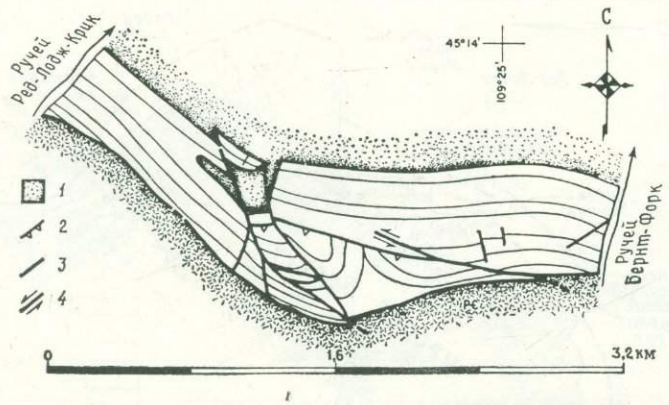
Фиг. 5. Геологическая карта северо-восточного угла блока Бертут.
Показаны особенности структуры, связанные с гравитационным разрушением угла блока. *1* — третичные и четвертичные породы; *2* — палеозойские и мезозойские породы; *3* — докембрийские породы; *4*—разрывы. Стрелкой указано направление главного сжатия.

даря большему поднятию и обнажению; блок был перекошен или погружался в южном направлении — к воздымающемуся переднему краю блока, хотя пологое положение разлома на севере, казалось бы, должно было обусловить здесь наименьшее вертикальное смещение.

Наличие двух пересекающихся вертикальных разрывов возле юго-восточного угла блока Бертут исключает возможность какого-либо горизонтального движения в этом месте. Характер поднятия северо-западного угла блока Бертут был почти таким же. Таким образом, эти два угла представляют собой геометрическое ограничение, где пересекающиеся вертикальные разрывы препятствуют любому значительному горизонтальному смещению поднятого блока на соседние впадины.

Однако у северо-восточного угла блока Бертут, в окрестностях Ред-Лоджа, штат Монтана, отмечено горизонтальное перемещение этого блока в сторону впадины на расстояние приблизительно 3 км. Три важные особенности структуры объясняют механизм горизонтального смещения переднего края блока в этом районе [6]: 1) искривление разлома Бертут до положения надвига; 2) ряд почти параллельных чешуйчатых надвигов в тех частях поднятого блока, где движение в сторону впадины было наименьшим, и 3) ряд секущих сбросов, которые разбили угол блока и позволили отдельным его частям продвинуться дальше во впадину. Образование чешуйчатых надвигов и секущих сбросов характерно только для северо-восточного угла блока Бертут (фиг. 5).

Еще одну важную структурную особенность можно наблюдать в двух местах, каждое из которых расположено примерно в 16 км от северо-восточного угла блока. К северо-западу от этого угла, по ручью Ред-Лодж-Крик, и к югу от угла, по ручью Лайн-Крик, вертикальные пачки палеозойских и мезозойских слоев, уже деформированные вдоль субгоризонтальных осей путем коробления над краем поднятого кристаллического блока, испытали горизонтальные сдвиги и в них образовались разрывы и складки. Поверхности дислоцированных слоев и зеркала складчатости круто погружаются (фиг. 5, 6). Смещение по сдвигам было левосторонним в первом районе и правосторонним во втором, и это привело к горизонтальному сокращению по меньшей мере на 1 км, и, возможно, до 2,5 км. Эти две главные структурные особенности указывают на то, что поднятый блок Бертут испытал относительное движение на северо-восток под действием сил сжатия.



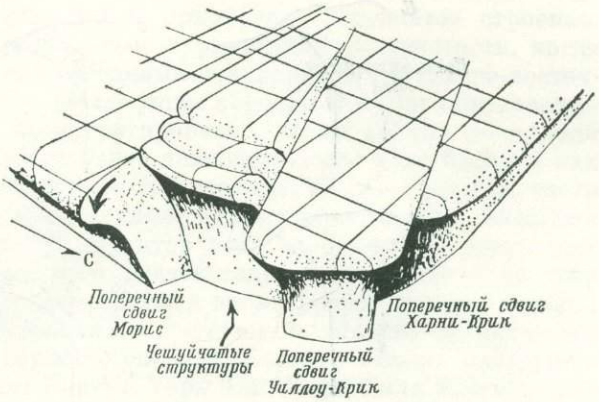
Фиг. 6. Надвиги и сдвиги в покоробленных слоях осадочных пород на северном склоне гор Бертут.

1 — не обнажено; *2* — надвиги; *3* — вертикальные разрывы; *4* — сдвиги. Возраст пород обозначен индексами.

Тектонические силы и механизм образования структур. Деформация блока земной коры Бертут происходила под воздействием трех главных сил: 1) регионального сжатия земной коры в широтном направлении; 2) вертикальной силы, представляющей собой либо составляющую горизонтального сжатия коры, либо силу, обусловленную вертикальными движениями в мантии, и 3) силы тяжести. Признавая, что вопрос об относительном значении этих сил еще не решен, автор хотел бы подчеркнуть роль силы тяжести, которая при ларамийских дислокациях возрастала по мере того, как блоки фундамента оказывались поднятыми до более высокого и менее стиснутого положения по отношению к соседним погруженным впадинам. Не подтверждая и не отрицая возможной роли регионального сжатия земной коры, мы проанализируем ниже, как проявилось воздействие силы тяжести во всем многообразии структур, возникших при дислокациях на краях поднимающегося блока Бертут.

Разлом Бертут. Одним из важнейших элементов структуры, подвергшихся воздействию силы тяжести и обусловивших в свою очередь изменение тектонических соотношений и стиля в пределах значительной части блока Бертут, был разлом Бертут. Эксперименты с моделями [8, 14] ясно показали, что вертикальное поднятие блоков при образовании разрывов происходит по вогнутым книзу трещинам. Распространение траекторий напряжения и некоторое действительное расширение самой породы определяют именно такую форму разрыва, столь характерную для разлома Бертут. Очевидно, потенциальное воздействие силы тяжести наиболее велико в самой высокой части разреза, где меньше площадь опоры и менее ограничена свобода движения поднятого блока.

Предположение, что сила тяжести действительно оказала свое воздействие на формирование структуры, возникло первоначально на основании характера соотношения между величиной поднятия по разрыву Бертут и направлением падения этого разрыва, как это указывалось выше. Кроме того, в тех местах, где кристаллические породы фундамента находятся в тесном контакте с крутопадающими осадочными породами палеозоя по передовому склону горы Бертут, имеются хорошие доказательства вращения или изгиба крупных блоков фундамента в восточном направлении. Например, комплекс ультраосновных пород Стиллуотер в северо-западной части гор Бертут определенно испытал вращение и находится в опрокинутом залегании [3]. Кроме того, кристаллические породы фундамента разбиты тысячами трещин. В ориентировке этих трещин отражены главные направления, почти точно параллельные структурно контролируемым краям блока (фиг. 4) [15]. Трещины расширились как в результате выветривания, так и благодаря расширению блока при поднятии. Хотя поднятие блока трудно зафиксировать точно, Уайз [20] показал, что обширная сеть микротрещин



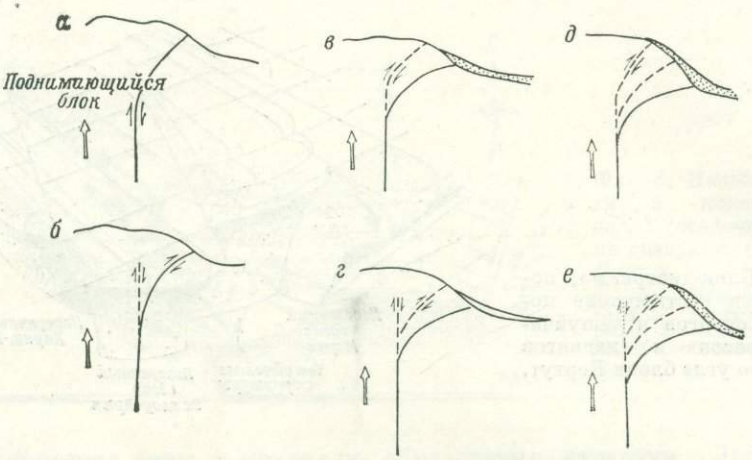
Фиг. 7. Блок-диаграмма, показывающая соотношение поперечных сдвигов и чешуйчатых взбросов и надвигов у северного угла блока Бертут.

в кристаллических породах всех поднятых блоков коры в районе впадины Биг-Хорн возникла в поздне- и послеларамийское время. Причина образования микротрещин заключалась в растяжении этих блоков, обусловленном действием силы тяжести на их неукрепленные краевые части. Ориентировка систем микротрещин близко совпадает с направлением микротрещин. Сочетание локального вращения блоков фундамента вдоль крупных разрывов с расширением макро- и микротрещин обеспечивает превосходный механизм для расширения всего поднимающегося блока и объясняет, почему существует изгиб передовых разрывов вдоль большинства таких блоков.

Наличие взбросов вдоль фронтальных склонов многих хребтов Средних Скалистых гор указывает на местное горизонтальное сжатие. Описанные здесь структурные особенности не служат ни опровержением, ни доказательством представлений некоторых геологов о том, что региональное горизонтальное сжатие в коре было очень важной силой в Средних Скалистых горах. Однако величина горизонтального перемещения по взбросам гораздо меньше величины вертикального поднятия по тем же самым разрывам, становящимся с глубиной более крутыми или вертикальными. Пологие взбросы и надвиги не следует автоматически интерпретировать как свидетельства большого регионального сжатия. В Средних Скалистых горах они имеют второстепенное значение и непосредственно связаны с вертикальным поднятием, будучи обусловлены большей частью или полностью локальной сжимающей компонентой в процессе мощного воздействия силы тяжести на лишенные хорошей опоры и структурных ограничений краевые части горных хребтов, которые оказались поднятыми очень высоко над кристаллическим фундаментом соседних впадин.

П о п е р е ч н ы е с д в и г и. Можно предположить, что северо-восточный угол блока был сначала поднят по таким же неосложненным разрывам, как и те, которые ограничивают юго-восточный и северо-западный углы блока. Однако из-за того, что северо-восточный угол поднялся на 1—1,5 км выше, чем юго-восточный угол, гораздо вероятнее, что должно было начаться разрушение северо-восточного угла под действием гравитационных сил. Эти силы, сочетавшиеся, возможно, с региональным сжимающим напряжением, действующим на поднимающийся блок, были достаточными для того, чтобы образовался ряд расколов в поднятом и обнаженном северо-восточном углу этого блока. Отдельные части блока получили возможность двигаться в сторону соседней впадины по трем главным поперечным сдвигам (фиг. 7). Видимое горизонтальное смещение составляет 1—3 км.

Действительное движение пород блока Бертут «вовне» происходило в районе этого угла, вероятно, точно так же, как и вдоль восточной стороны этого блока, т. е. преимущественно за счет гравитационного расползания



Фиг. 8. Развитие чешуйчатых структур в результате совместного действия вертикального поднятия и силы тяжести.

блока и искривления разрыва Бертут. Образование поперечных сдвигов осуществлялось в соответствии с растягивающим напряжением, возникавшим при радиальном движении в стороны от этого угла. Вероятно, имелась и направленная вверх составляющая движения по поперечным сдвигам в тех сегментах блока, которые меньше других продвинулись в сторону наполненной осадками впадины. В таких сегментах горизонтальное смещение по фронтальному разрыву должно быть меньше, а вертикальное — больше, чем в соседних сегментах. Вследствие послеларамийской эрозии и из-за трудностей, возникающих при установлении точного направления смещения в кристаллических породах, нельзя определить амплитуду относительных вертикальных движений в смежных блоках.

Образование чешуйчатых структур. Одновременно с возникновением поперечных сдвигов в северо-восточном углу блока Бертут происходило образование чешуйчатых структур. Многочисленные мелкие пологие взбросы (надвиги), в большинстве случаев параллельные друг другу и, по-видимому, параллельные более глубокому перекрытому аллювием разлому Бертут, разбили на части отставшие сегменты северо-восточного угла (фиг. 7). В одном из изометричных сегментов этого угла докембрийские кристаллические породы в результате смещения по самому верхнему из разрывов лежат теперь выше всех палеозойских образований от кембрия до миссисипия.

Образование чешуйчатых структур было связано с изгибанием разлома Бертут под действием силы тяжести и последующим возникновением более позднего, почти вертикального разрыва, обусловленного продолжавшимся поднятием блока. Этот новый разрыв в свою очередь также испытал изгиб наружу, а затем сформировался новый вертикальный разрыв (фиг. 8). Так, путем образования чешуйчатых структур в отставших сегментах происходило снятие гравитационных напряжений, непрерывно возникавших в процессе непрерывного вертикального поднятия блока. В тех сегментах, которые располагались между отставшими и продолжали двигаться вперед по первому фронтальному разрыву, поднятие было не столь велико и поэтому чешуйчатые структуры не развивались.

Образование вторичных сдвигов. Тектоническое значение ранее описанных лево- и правосторонних сдвигов и связанных с ними складок, образовавшихся на расстоянии 16 км от северо-восточного угла (фиг. 5, 6), заключается в том, что и те и другие моложе первоначального поднятия массива, поскольку они смещают и изменяют осадочные породы,

которые были уже смяты в складки и приобрели чешуйчатое строение. Очевидно, они возникли на позднем этапе ларамийской складчатости, когда блок Бертут высоко поднялся над соседними впадинами и его северо-восточный угол уже начал разрушаться по секущим сбросам и путем образования чешуй. Эти структуры можно интерпретировать с точки зрения локальной гравитационной модели. Северо-восточное движение возле угла блока и как следствие этого уменьшение структурных ограничений по сторонам этого угла вызывали латеральные касательные напряжения между массивом и соседними впадинами. Сложный характер этих особенностей структуры можно считать результатом местного воздействия силы тяжести на уже ранее круто наклоненные и опрокинутые слои вдоль фронта горного хребта.

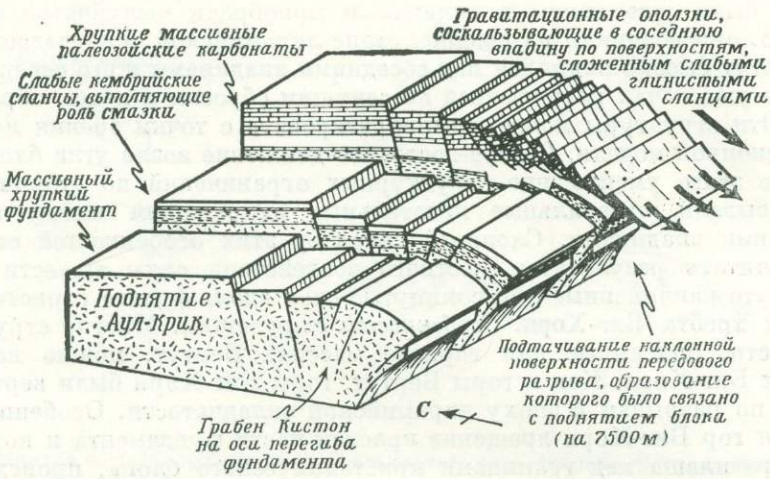
Блок хребта Биг-Хорн. *Особенности структуры.* Многие структурные особенности, описанные для горного массива Бертут, можно наблюдать и в горах Биг-Хорн. Как и горы Бертут, горы Биг-Хорн были вертикально подняты по разрывам в эпоху ларамийской складчатости. Особенно характерно для гор Биг-Хорн вращение краевой части фундамента и коробление осадочного плаща над границами кристаллического блока, происходившее одновременно с образованием разрывов.

На большей части хребта Биг-Хорн докембрийский кристаллический фундамент имеет почти плоскую поверхность. Местами он лишен осадочного плаща. На расстоянии не более 150 м от западного фронта хребта в обнажении Файв-Спрингс-Каньон поверхность фундамента внезапно становится очень крутой. Уайз [20] показал структурную ориентировку 23 групп пегматитовых даек и многих сотен микротрещин, развитых в этой зоне. Все они имеют в этой зоне почти одинаковое падение, что, таким образом, «указывает на вращение оторванного блока, возможно, нависающего края фундамента». Это вращение произошло, очевидно, в самом конце ларамийского поднятия этого блока.

В той же местности разлом Файв-Спрингс — пологий взброс, наклоненный в сторону хребта,— смещает крутопадающие опрокинутые палеозойские и мезозойские осадочные породы, уже покоробленные ранее над краем кристаллического блока. И к северу, и к югу от этого разлома разрез представляет собой крутую моноклиналь над разрывом, положение которого должно быть почти вертикальным, так как структурный рельеф между впадиной и хребтом превышает здесь 6 км на расстоянии 1—2 км. Коробление также проявилось очень ярко вдоль восточной границы хребта Биг-Хорн.

Тектонические силы и механизм образования структур. Резкое вращение фундамента, широкое развитие микротрещин и образование пологих взбросов (надвигов) на западной стороне хребта Биг-Хорн также представляют собой примеры структурных особенностей, связанных с местной горизонтальной составляющей силы тяжести, воздействующей на неукрепленный край блока (ср. [10, фиг. 4]) и вызывающей движение хребта в сторону впадины и растяжение фундамента в самом хребте. Пассивные дислокации в осадочных породах, при которых образуются крутые моноклинали или опрокинутые складки коробления над разрывами в фундаменте, указывают на растяжение, осуществляющееся путем пластического утонения слоев с одновременным увеличением объема за счет возникающих трещин. Истинный механизм и временные соотношения в развитии этих структур относительно стадий деформации фундамента требуют дополнительного изучения.

Блок хребта Аул-Крик. От впадины Биг-Хорн кристаллический фундамент постепенно поднимается на юг, к горам Аул-Крик, в виде ската, на вершине которого моноклинально залегают маломощные палеозойские осадочные породы. Высота структурного рельефа у южного фронта хребта Аул-Крик составляет около 10 км [9] по отношению к впадине Уинд-Ривер. Ранние варианты интерпретации структурной границы между хребтом и впади-



Фиг. 9. Связь поднятия фундамента с гравитационным скольжением в районе каньона Уинд-Ривер, штат Вайоминг [19].

ной [4, 17, 1] предполагали существование большого надвига хребта в южном направлении. Такие же представления были выдвинуты относительно большинства хребтов Средних Скалистых гор. Уайз [19] показал, что структурные соотношения между хребтом Аул-Крик и впадиной Уинд-Ривер к югу от хребта похожи на соотношения, описанные ранее для блоков хребтов Бертут и Биг-Хорн, хотя величина горизонтального перемещения здесь больше. Кроме того, вдоль внешнего края хребта крутопадающие карбонатные палеозойские породы местами соскользнули со своего первоначального положения на рыхлые третичные отложения впадины в виде ряда тектонических «оползней» (фиг. 9), напоминающих, возможно, в меньшем масштабе, «надвиг» Харт-Маунтин [11].

Третье структурное явление, которое можно связать с действием гравитационных сил,— это развитие ряда грабенов в зоне, идущей вдоль гребня хребта и самых высоких частей вертикального поднятия (фиг. 10). Такой тип структур, связанный с обрушением, не проявляется ни в одном из других блоковых поднятий в области впадины Биг-Хорн. Их наличие на хребте указывает, вероятно, на несколько более широкий изгиб пластов на внешней стороне краевой части блока, что соответствует несколько большему перемещению этого блока на площадь впадины [1].

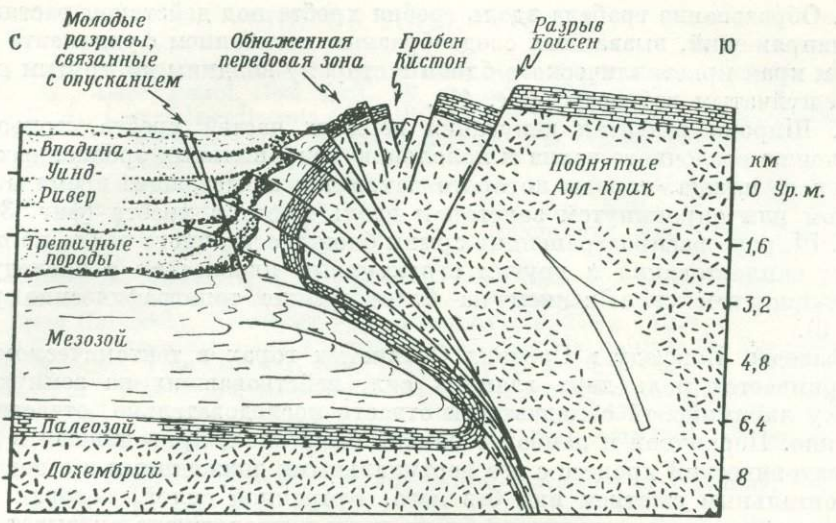
Развитие структур, образующихся под действием силы тяжести. Ниже дано краткое описание структур, формирующихся под действием силы тяжести, и излагаются соображения о вероятном времени их образования относительно разных этапов блокового поднятия в Средних Скалистых горах.

Образование первичных трещин в блоках земной коры. 1. Начало поднятия по крутопадающим или вертикальным разрывам.

2. Начало слабого коробления и образование моноклиналей в осадочном чехле над границами блоков.

Небольшое поднятие блока коры. 1. Изгиб вертикальных разрывов и превращение их в крутые взбросы на некотором расстоянии от углов горного массива (фиг. 4).

[1] Уайз (1971, личное сообщение) интерпретирует этот грабен как структуру, возникшую на краю блока фундамента, изогнутого, «подобно коромыслу», под действием сжатия. Тем самым он придает большое значение сжатию земной коры.



Фиг. 10. Предполагаемое строение передовой зоны поднятия Аул-Крик, штат Вайоминг [19].

Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы. Ур. м. — уровень моря.

2. Расширение макротрещин и главных расколов внутри блока и особенно у его края (фиг. 4, 7).

3. Резкое коробление и уменьшение мощности слоев осадочных пород над границами блока.

Умеренное поднятие блока коры. 1. Продолжающийся изгиб фронтальных разрывов, превращение их в пологие взбросы (надвиги).

2. Начало разрушения некоторых углов блока по поперечным сдвигам под действием больших напряжений. Развитие вокруг угла системы поперечных сдвигов (фиг. 5, 7).

3. Локальное вращение верхнего края некоторых блоков фундамента вдоль пологих взбросов.

4. Расширение трещин на большей площади блока фундамента (фиг. 7).

5. Максимальное коробление и образование наиболее крутых моноклиналей над границами блока; проникновение некоторых разрывов в осадочный чехол.

6. Местные срывы осадочного покрова с наиболее круто наклоненных частей блока и образование срезанных краев осадочных слоев; начало тектонического скольжения небольших отделяющихся масс осадочных пород в сторону впадины.

Наибольшее поднятие блока коры. 1. Максимальное развитие пологих взбросов (надвигов); порядок величин горизонтального перемещения по пологим разрывам составляет 2—3 км (фиг. 4, 7).

2. Продолжение развития поперечных сдвигов вокруг нарушенных углов блоков с видимым горизонтальным смещением до 3 км (фиг. 7).

3. Образование чешуйчатых структур в отстающих сегментах нарушенных разрывами углов вследствие продолжающегося поднятия блока и возникновения вторичных более крутых разрывов над более ранними пологими взбросами; горизонтальное перемещение составляет при этом 1—2 км (фиг. 8).

4. Развитие микротрещин, усиливающих объемное расширение блоков.

5. Возникновение вторичных сдвигов вдоль краевых частей блока около латерально расползающихся углов, движущихся по уже существующим разрывам в сторону впадины.

6. Образование грабена вдоль гребня хребта под действием растягивающих напряжений, вызванных сводообразным изгибанием фундамента и движением края кристаллического блока в сторону впадины по крутым и пологим чешуйчатым взбросам (фиг. 10).

7. Широко развитая денудация верхних частей хребта, приводящая к удалению осадочного чехла и появлению неправильных эрозионных краев осадочного плаща, породы которого находятся в настоящее время в вертикальном или опрокинутом залегании вдоль фронтов хребта (фиг. 3, 7).

8. Широко распространенные срывы блоков осадочного чехла по поверхностям напластования и другим структурным плоскостям с последующим гравитационным скольжением на более низкие топографические уровни (фиг. 9).

Выводы. Повсюду в Средних Скалистых горах в тектоническом стиле подчеркивается роль двух главных сил, действовавших на земную кору в эпоху ларамийской складчатости отчасти последовательно, отчасти одновременно. Первичной и наиболее ранней была сила, приводившая в движение тектонический процесс с его вертикальными движениями и с некоторым горизонтальным сжатием или без него. Вторичной силой, которая начала действовать с началом поднятия блока коры и продолжала оказывать влияние после окончания поднятия, была сила тяжести, которая видоизменила на большой площади в основном простую форму существовавших ранее блоков Средних Скалистых гор, создав множество разнообразных структур, обеспечивающих снятие напряжения в блоках. Снятие напряжений сопровождалось движениями отдельных частей блоков по вновь образованным разрывам вовне и вниз, по направлению к соседним впадинам. Начавшись под действием этих двух причин, тектоническое развитие Средних Скалистых гор продолжалось затем в основном по тому пути, который так ясно показан Ван Беммеленом [18].

Форма структур, наблюдаемых в поле, говорит о том, что значение силы тяжести как причины локальных тектонических движений, безусловно, было второстепенным по сравнению с главными силами, вызвавшими первичное вертикальное поднятие хребта. Однако пренебрегать влиянием силы тяжести нельзя! Множество новых структурных особенностей обязано своим возникновением непосредственно силе тяжести, другие же были видоизменены под ее влиянием. Будь эта территория областью накопления мощных геосинклинальных осадков, как в Айдахо или в западной Монтане (где мощность осадков достигает 16 км), а не районом маломощных (в среднем 3 км) осадков шельфового типа, здесь гораздо сильнее проявилось бы латеральное перераспределение пород верхней части коры под действием силы тяжести.

Как увязать огромную тектоническую провинцию Средних Скалистых гор, где преобладающими силами в тектоническом процессе были силы, вызывавшие вертикальное поднятие, и сила тяжести, со смежными тектоническими провинциями на западе, где обнаружены веские доказательства сильного регионального горизонтального сжатия, или с западной окраиной континента, где получено много данных в поддержку гипотезы о столкновении океанической и континентальной плит земной коры? Этот вопрос имеет большое значение. Хотя ответ на него еще не ясен, очевидно, что он должен быть таким, чтобы объяснить сходство структурного стиля крупных блоков коры, в целом сильно отличающихся один от другого. Достоверность тектонической интерпретации для какого-либо отдельного региона не требует отрицания достоверности совершенно иной интерпретации для другого региона. Окончательное решение тектонических проблем в масштабе всего земного шара будет получено не путем затушевывания фактов, касающихся тектонических особенностей и сил в небольших участках земной коры, а путем их пристального изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

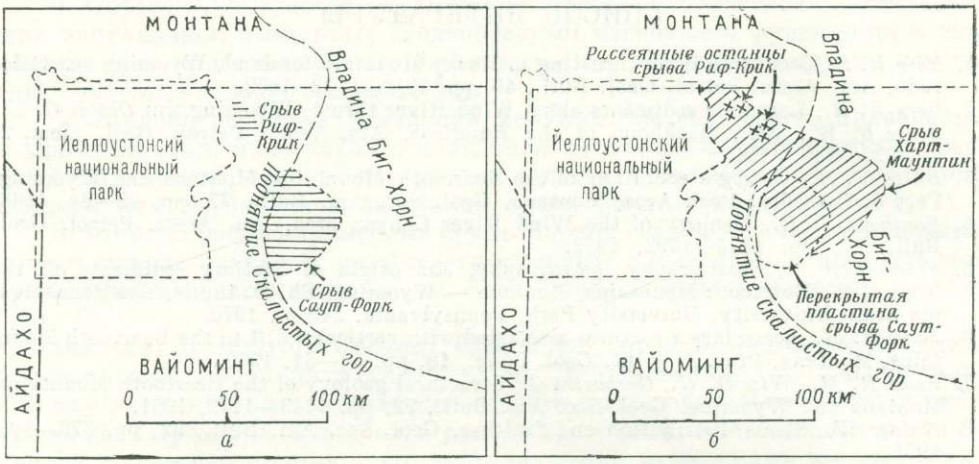
1. *Berg R. R.*, Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **46**, pp. 2019—2032, 1962.
2. *Berg R. R.*, Laramide sediments along Wind River thrust, Wyoming, in: *Childs O. E., Beebe B. W.*, eds., Backbone of the Americas, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 2, pp. 220—230, 1963.
3. *Bulter J. R.*, Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming, Part 6, Cathedral Peak Area, Montana, Geol. Soc. Am. Bull., **77**, pp. 45—64, 1966.
4. *Fanshawe J. R.*, Geology of the Wind River Canyon area, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **23**, pp. 1439—1492, 1939.
5. *Flueckinger L.*, Stratigraphy, petrography, and origin of Tertiary sediments off the front of the Beartooth Mountains, Montana — Wyoming, Ph. D. thesis, The Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania, 249 p., 1970.
6. *Foose R. M.*, Secondary structures associated with vertical uplift in the Beartooth Mountains, Montana, Proc. 21st Int. Geol. Cong., **18**, pp. 53—61, 1960.
7. *Foose R. M., Wise D. U., Garbarini G.*, Structural geology of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, pp. 1143—1172, 1961.
8. *Hafner W.*, Stress distribution and faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **62**, pp. 373—398, 1951.
9. *Love J. D.*, Cenozoic sedimentation and crustal movement in Wyoming, Am. Journ. Sci., **258-A**, pp. 204—214, 1960.
10. *Osterwald F. W.*, Critical review of some tectonic problems in the Cordilleran foreland, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **45**, pp. 219—237, 1961.
11. *Pierce W. G.*, Principal features of the Heart Mountain fault and the mechanism problem (см. статью на стр. 445 настоящего сборника).
12. *Prucha J. J., Graham J. A., Nickelsen R. P.*, Basement-controlled deformation in Wyoming province of Rocky Mountains foreland, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **49**, pp. 966—992, 1965.
13. *Rubey W. W., Hubbert M. K.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II, Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid pressure hypothesis, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 115—206, 1959.
14. *Sanford A. R.*, Analytical and experimental study of simple geologic structures, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 19—52, 1959.
15. *Spencer E. W.*, Fracture patterns in the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 467—508, 1959.
16. *Thom W. T.*, The relation of deep seated faults to the surface structural features of central Montana, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **7**, pp. 1—14, 1923.
17. *Tourtelot H. A., Thompson R. M.*, Geology of the Boysen area, centra Wyoming, U.S. Geol. Survey Prelim. Map. 91, Oil and Gas Inv. Ser., 1948.
18. *Van Bemmelen R. W.*, The structural evolution of the southern Alps, Geol. Mijnb., **45**, pp. 405—444, 1966.
19. *Wise D. U.*, Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift of Owl Creek Mountains, Wyoming, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **47**, pp. 586—598, 1963.
20. *Wise D. U.*, Microjointing in basement, Middle Rocky Mountains of Montana and Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., **75**, pp. 287—306, 1964.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМА ХАРТ-МАУНТИН И ПРОБЛЕМА ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ [1]

У. Пирс [2]

В течение ряда лет автор изучал разлом Харт-Маунтин и по мере накопления данных публиковал о нем краткие сообщения. Количество этих сообщений, помещенных в разных журналах, стало столь велико, что возникла

[1] Публикация разрешена директором Геологической службы США.
[2] Геологическая служба США, Менло-Парк, штат Калифорния.



Фиг. 1. Схематические карты, на которых показано расположение срывов Риф-Крик, Саут-Форк и Харт-Маунтин.

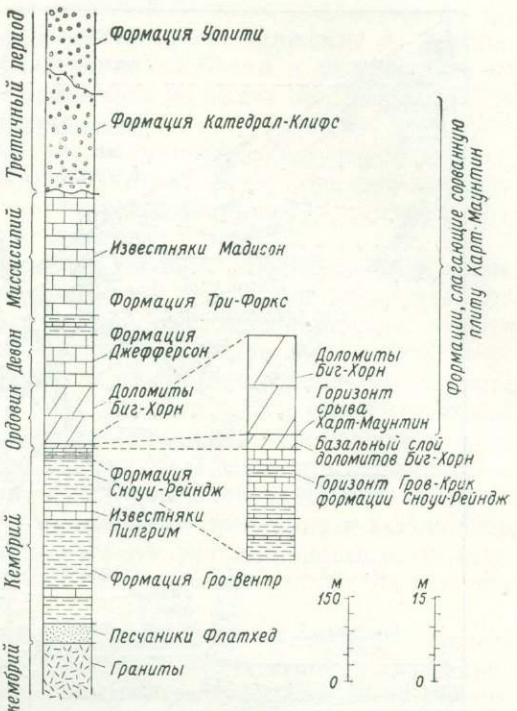
а — расположение срывов Риф-Крик и Саут-Форк перед возникновением разлома Харт-Маунтин; *б* — расположение срыва Харт-Маунтин и его связь с более ранними срывами Риф-Крик и Саут-Форк.

необходимость описать в одной статье наиболее важные особенности этого чрезвычайно хорошо сохранившегося пологого разрыва, добавив новые, неопубликованные сведения. При изучении разлома Харт-Маунтин основные вопросы возникают в связи с механизмом перемещения верхней пластины, который должен соответствовать наблюдаемым особенностям этой структуры. Этой проблемой занимались и другие геологи, и их суждения будут здесь рассмотрены наряду с мнением автора.

Тектоническая позиция района. Разлом, или срыв, Харт-Маунтин проходит в северо-западной части штата Вайоминг по границе Йеллоустонского национального парка и к востоку от него. Разлом приурочен к восточному флангу поднятия Скалистых гор и западной части впадины Биг-Хорн, которая представляет собой депрессию и в структуре, и в рельефе. Воздымание Скалистых гор началось в конце позднего мела и достигло своей главной фазы в эоцене. Тектоническая впадина Биг-Хорн формировалась одновременно с поднятием Скалистых гор. Породы, перемещенные по разлому Харт-Маунтин, отделились от восточного края поднятой области и передвинулись на юго-восток в примыкающую к ней впадину Биг-Хорн в самом конце раннего эоцена.

Два менее крупных срыва — Саут-Форк [3, 23, 24, 2] и Риф-Крик [26], — возникшие раньше разлома Харт-Маунтин, подробно здесь не рассматриваются, а упомянуты потому, что они сходны по характеру движений с разломом Харт-Маунтин (фиг. 1, слева) и близко связаны с ним по времени образования. Они также расположены на восточном борту поднятия Скалистых гор, и движение по ним тоже было направлено на юго-восток. Верхняя пластина срыва Саут-Форк была толще и шире, чем пластина Риф-Крик. Срыв Харт-Маунтин произошел ниже разрыва Риф-Крик, и рассеянные блоки верхней пластины разрыва Риф-Крик транспортировались «на спине» крупной сорванной плиты Харт-Маунтин (фиг. 1, справа). Однако зона выхода разлома Харт-Маунтин на поверхность расположена выше верхнего крыла срыва Саут-Форк, так что блоки из верхней пластины Харт-Маунтин остались выше этого срыва. Разлом Харт-Маунтин — самый молодой и наименее деформированный из трех упомянутых разрывов; он имеет наибольшие размеры, лучше обнажен и лучше сохранился.

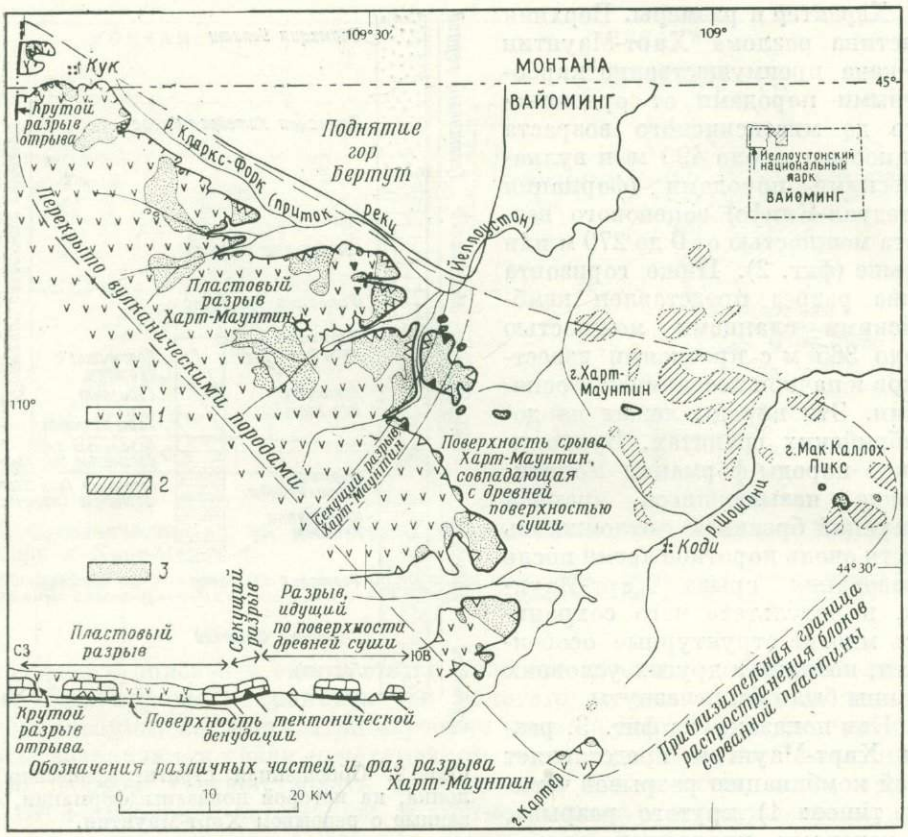
Характер и размеры. Верхняя пластина разлома Харт-Маунтин сложена преимущественно карбонатными породами от ордовикского до миссисипского возраста мощностью около 490 м и вулканическими породами (формация Катедрал-Клифс) эоценового возраста мощностью от 0 до 270 м или больше (фиг. 2). Ниже горизонта срыва разрез представлен кембрийскими сланцами мощностью около 365 м с прослоями известняков и пачкой песчаников в основании. Эти породы лежат на докембрийских гранитах. Вулканические породы формации Уопити, прежде называвшиеся «ранней базальной брекчией», отложились спустя очень короткое время после образования срыва Харт-Маунтин, в результате чего сохранились многие структурные особенности, которые в других условиях должны были бы исчезнуть.



Фиг. 2. Обобщенная стратиграфическая колонка, на которой показаны формации, связанные с разрывом Харт-Маунтин.

Как показано на фиг. 3, разлом Харт-Маунтин представляет собой комбинацию разрывов четырех типов: 1) крутого разрыва, по которому произошел отрыв, протягивающегося меридионально по меньшей мере на 11 км у северо-западного ограничения срыва; этот разрыв возник в тот момент, когда сорванная пластина отделилась от слоев, оставшихся на месте; 2) разрыва, параллельного напластованию, длиной 56 км и шириной 24 км или больше, расположенного стратиграфически выше (на несколько футов) основания пачки доломитов Биг-Хорн; 3) секущего разрыва длиной 15 км и шириной около 3 км, который косо пересекает разрез и выходит поверх слоев, залегающих между пластовым разрывом и дневной поверхностью; 4) разрыва, по которому блоки верхней пластины переместились на 50 км по поверхности древней суши. Большая часть останцов плиты на этой поверхности была обнаружена Дейком в 1918 г. [3], и структура была описана им как разлом Харт-Маунтин. В 1920 г. Хьюитт [10] отнес к этой же структуре останцы в районе горы Мак-Каллох-Пикс, которым раньше приписывали [8] ледниковое происхождение. Автор провел изучение секущей и пластовой частей срыва Харт-Маунтин [23, 24] и связанного с ним крутого сброса [25]. Детальные геологические карты большей части занятой этим срывом территории опубликованы как геологические карты планшетов 477, 478, 542, 755, 778, 817 и 935 Геологической службы США.

Существует более 50 останцов верхней пластины разлома Харт-Маунтин размером от нескольких сотен футов до 8 км в поперечнике и гораздо большее количество останцов меньшего размера — от нескольких футов до нескольких десятков футов. До образования разрыва пластина занимала площадь около 1300 км^2 (включая и пластовую, и секущую части разрыва). Теперь ее куски рассеяны на территории с неправильными очертаниями площадью 3400 км^2, длина которой составляет около 105 км в направлении движения, а ширина равна 13—50 км. Сорванные блоки, двигавшиеся



Фиг. 3. Схематическая карта, на которой показаны обнаженные останцы сорванной пластины Харт-Маунтин, двигавшейся на юго-восток.

Срывы Риф-Крик и Саут-Форк не показаны. *1* — вулканические породы (преимущественно формация Уопити); *2* — карбонатные делювиальные отложения педимента, источником которых были блоки пластины Харт-Маунтин; *3* — блоки сорванной пластины.

по поверхности древней суши, рассеялись на площади около 2100 км². Обширные площади, занятые делювиальными отложениями, состоящими из обломков карбонатных пород, источником которых служили блоки верхней пластины, свидетельствуют о том, что раньше существовали более крупные и более многочисленные блоки, перемещавшиеся по той части срыва в пределах площадей Харт-Маунтин и Мак-Каллох-Пикс, которая совпадала с поверхностью древней суши (фиг. 3).

Хотя верхняя пластина испытала эрозию, особенно та ее часть, которая находилась на поверхности и не была бронирована вулканическими породами, покрывшими участок пластового разрыва, современная ее раздробленность обусловлена не эрозией некогда непрерывной пластины. Как показано на фиг. 3, пластина над пластовым и секущим разрывами первоначально занимала площадь 1300 км². Приблизительно половина этой площади подверглась тектонической денудации и почти сразу же была покрыта вулканическими породами. Таким образом, только около 650 км² верхней пластины могло переместиться на тот участок разрыва, который был поверхностью суши. Однако площадь этого участка составляет около 2000 км², т. е. более чем втрое превышает площадь пластины, способной к перемещению. Для того чтобы пластина площадью 650 км² могла рассеяться на площади в 2000 км², надо, чтобы она разбилась на ряд элементов меньшего размера. Кроме того, отсутствие следов эрозии на поверхности тектонической денудации и наличие

на этой поверхности карбонатной тектонической брекчии указывают на то, что верхняя пластина раскололась на блоки во время движения по поверхности срыва. Дробление пластины, разделение на блоки и рассеивание их по поверхности срыва — все это надо принимать во внимание, рассматривая механизм формирования этой структуры.

Наклон поверхности разрыва. Наклон поверхности, по которой перемещались сорванные блоки пластины Харт-Маунтин, можно оценить с достаточной уверенностью, так как превышения и расстояние между высшей и низшей точками на поверхности срыва устанавливаются легко.

Самые юго-восточные останцы двигались по поверхности древней суши, сложенной терригенными эоценовыми породами формации Уиллвуд. Эта формация не содержит морских осадочных пород, следовательно, высота местности в таких местах, как Мак-Каллох-Пикс, была по меньшей мере выше уровня моря. Расстояние до самой высокой точки, т. е. до крутого разрыва отрыва, составляет 105 км. Если нанести на профиль проекцию плоскости с наклоном 2°, то на указанном расстоянии от пересечения с уровнем моря, в районе сброса, превышение должно быть равно примерно 3700 м. Вулканические породы в этом районе (частично более древние, частично более молодые, чем разрыв) содержат окаменевшую древесину и ископаемые стволы деревьев. Дорф [6, стр. 9] считает, что эта растительность располагалась на высоте не более 900 м над уровнем моря. Следовательно, на профиле надо показывать наклон меньше 2°.

Для того чтобы установить, сильно ли различаются наклоны пластового разрыва и поверхности древней суши, сведений недостаточно. Поскольку среднее из этих двух величин предположительно было меньше 2°, а увеличение одной из них требует эквивалентного уменьшения второй, то представляется вероятным, что они различались мало.

Секущий разрыв сейчас наклонен на северо-запад под углом около 10°, как это можно определить по расстоянию в 2,4 км между его соединением с пластовым разрывом на северо-западе и разрывом по поверхности древней суши на юго-востоке. Однако наклон секущего разрыва первоначально мог быть меньше, так как уже после образования этого разрыва к северо-западу от него произошло опускание, которое могло увеличить величину северо-западного падения.

Наблюдения непосредственно на разрыве. На протяжении всех 56 км участка пластового разрыва (в юго-восточном направлении) разлом Харт-Маунтин точно следует одному и тому же стратиграфическому горизонту с несколькими весьма незначительными отклонениями. Этот горизонт соответствует кровле пласта доломитовых известняков мощностью обычно около 2,5 м, который представляет собой базальный элемент пачки доломитов Биг-Хорн (фиг. 2). Это неожиданное место для возникновения срыва или разрыва гравитационного типа. Горизонт, в котором произошел разрыв, можно изучать в ненарушенных слоях к западу от крутого разрыва отрыва, к востоку от секущего разрыва и к северу от пластового разрыва на фланге поднятия Бертут. В этих местах горизонт разрыва оказывается не чем иным, как почти неразличимой поверхностью напластования в карбонатной толще. Механизм формирования разрыва не требовал присутствия сланцеватых или служивших смазкой горных пород: ни сланцы, ни эвапориты в этом горизонте не встречены. Более того, для этого механизма наличие или отсутствие таких пород было безразлично, потому что иначе разрыв прошел бы несколько ниже по разрезу, в формации Сноуи-Рейндж или в горизонте Гров-Крик этой формации.

Хотя в базальном слое формации Биг-Хорн имеются кое-какие неправильные вертикальные трещины, он не брекчирован (даже непосредственно под разрывом) в отличие от слоев, перекрывающих разрыв. В пластах под базальным горизонтом также не оказалось ни следов дробления, ни дислокаций.

Карбонатная тектоническая брекчия, сцементированная в твердую плотную породу, в ряде мест лежит на поверхности разрыва. Ее мощность колеблется от 2,5 см до 0,6 м и в исключительных случаях достигает 3,6 м. Обычно больше 50% этой брекчии составляет цемент, но и он представляет собой брекчию с обломками микроскопического или субмикроскопического размера. Большинство обломков угловатые, а некоторая часть полуугловатые и окатанные. Там, где на разломе Харт-Маунтин залегают доломиты Биг-Хорн, нижние несколько дюймов обычно представляют собой брекчию, размер обломков которой колеблется от нескольких миллиметров до пылеватых частиц. Брекчия кажется полностью перемешанной, но в действительности это, вероятно, не так, потому что на расстоянии нескольких дюймов от подошвы она начинает постепенно переходить в раздробленный доломит, в котором обломки имеют тот же облик, что и ниже, в брекчии, но не испытали вращения. Дробление наблюдается на расстоянии до 15 м или больше от основания верхней пластины. Размер блоков брекчии кверху увеличивается, и брекчирование постепенно затухает. Хотя в облике этой тектонической брекчии имеются некоторые частные различия, в целом это либо карбонатная брекчия, либо мелко раздробленная карбонатная порода; это не милонит. Там, где непосредственно над разрывом залегают известняки Мадисон, тектоническая брекчия развита не столь широко и можно видеть зеркала скольжения.

Местами тектоническая брекчия была инъецирована вверх в виде нептунических обломочно-карбонатных даек [28]. Несколько таких кластических даек было отмечено в карбонатных породах верхней пластины, но большее их количество найдено в вулканических породах. Ширина даек колеблется от менее 2,5 см до 0,6 м, и некоторые из них поднимаются над разломом Харт-Маунтин на высоту до 30 м.

Время и характер движения. Некоторые из сорванных блоков лежат на молодых, раннеэоценовых породах, а местами разрыв перекрыт породами, сформировавшимися либо в самом конце раннего эоцена, либо в начале среднего эоцена. Образование разрыва, следовательно, должно было произойти где-то в конце раннего эоцена.

Некоторое внешнее противоречие в вопросе о возрастных соотношениях между разломом Харт-Маунтин и конгломератами Крендол — отложениями водотока с быстрым течением (конец нижнего или начало среднего эоцена) — было отмечено еще в то время, когда эти отложения были выделены и описаны [24, стр. 609—613]; тогда же было высказано предположение, что отложение конгломератов происходило более или менее одновременно с образованием разлома Харт-Маунтин. Дальнейшее изучение этих пород показало, что они связаны с начальной стадией движений по разлому Харт-Маунтин, во время которой северо-восточная, грубо говоря, треть пластового и примыкающая часть секущего разрыва переместились менее чем на 1,6 км на юго-восток. Это первичное движение части верхней пластины разрыва Харт-Маунтин произошло лишь незадолго до основного перемещения всей пластины. При своем движении верхняя пластина дробилась на множество блоков, которые затем отходили один от другого все дальше и дальше. Амплитуда горизонтального смещения охватывает широкий интервал значений. Обломки верхней пластины, ближайшие к крутому сбросу, переместились на расстояние от менее 1,6 км до нескольких миль. Самые юго-восточные останцы перемещены по меньшей мере на 50 км от секущего разрыва. Нигде не возникли чешуйчатые структуры, ни одна часть пластины не наползла на другую. Как показано на фиг. 3, сорванные блоки разошлись дальше всего на поверхности древней суши. В секущем разрыве и на площади, примыкающей к нему с северо-запада, сорванные блоки разбросаны не столь широко. Вероятно, эти разобщенные блоки, двигавшиеся по пластовому разрыву, задерживались в начале движения по секущему разрыву. Когда же по пла-

стовому разрыву спускались следующие блоки, они должны были упираться в блоки, движущиеся медленнее, и некоторая доля их количества движения должна была передаваться блокам, поднимавшимся по секущему разрыву.

Основное движение произошло в течение короткого промежутка времени, на что указывают 1) отсутствие следов эрозии на поверхности тектонической денудации в зоне пластового разрыва, которая была обнажена при образовании этого разрыва, и 2) кластические дайки. Дайки сложены брекчией разлома Харт-Маунтин, которая осталась на поверхности тектонической денудации после разъединения сорванных блоков; эта карбонатная тектоническая брекчия внедрилась в вулканические породы формации Уопити, заполнившие промежутки между блоками. Этот тонко раздробленный карбонатный материал не мог бы долго противостоять эрозии. Следовательно, можно считать, что движение по разлому Харт-Маунтин было очень быстрым, вероятно, катастрофическим.

Механизм формирования. *Постановка проблемы.* Бухер [1] первым установил в 1933 г. необычный характер разлома Харт-Маунтин и высказал предположение, что пластины известняков, слагающие надвиг (как считалось в то время), были перемещены по горизонтали при крупном вулканическом взрыве. Позднее, в 1947 г. он пришел к выводу [2], что поднятие одного края этой площади могло привести к сколам и оползанию под действием силы тяжести, чему, возможно, способствовали частые толчки землетрясений, которые предшествовали вспышке вулканической деятельности. Однако Бухер связывал с разломом Харт-Маунтин только те останцы, которые располагались на поверхности древней суши [2, фиг. 1]. Он не признавал частью этой структуры другие останцы, закартированные шестью годами раньше [23, фиг. 2], которые трассировали продолжение разлома от поверхности древней суши через секущий разрыв в пластовый разрыв. Однако, основываясь на материалах своего изучения аллохтонных масс, находящихся на древней поверхности, он справедливо заключил, что они «не представляют собой результат эрозии некогда единой «надвиговой пластины», а являются самостоятельными обломками, возникновение которых связано с процессом, коренным образом отличающимся от нормального орогенического процесса и происходившим с гораздо большей скоростью, чем скорость обычных орогенических процессов» [2, стр. 194—196].

Наличие крутого разрыва отрыва, а не корневой зоны и разделение верхней пластины на многочисленные блоки ясно показывают, что разлом Харт-Маунтин не был надвигом, возникшим в результате давления сзади. Как мы уже отмечали ранее [24, стр. 615], если уж на участках пластового и секущего разрывов начался процесс отрыва или скалывания, то последующее движение верхней пластины можно в значительной мере объяснить действием силы тяжести. Однако для объяснения нижеперечисленных особенностей этого разлома необходимо, по-видимому, привлечь какой-то другой механизм, помимо силы тяжести:

1. Склон менее 2°, по которому перемещались сорванные блоки, видимо, гораздо положе, чем это необходимо для движения под действием одной только силы тяжести, особенно по такому разрыву, где отсутствуют какие бы то ни было признаки смазки. В настоящее время на некоторых участках, например вдоль секущего разрыва, блоки верхней пластины лежат на склоне, угол которого достигает 10°, но эти блоки не скользят под действием силы тяжести.

2. Горизонт, по которому проходит пластовый разрыв Харт-Маунтин, сложен скорее наиболее вязкими, чем наименее вязкими породами. Келе [15, стр. 1642] полагает, что при гравитационном оползании деформация должна быть сосредоточена в слоях с пониженной вязкостью. Однако если бы пластовый разрыв был все же связан преимущественно с гравитационным скольжением, то он прошел бы в мягких кембрийских сланцах, залегающих

менее чем в 15 м ниже горизонта срыва, так как вязкость сланцев ниже, чем доломитов и доломитовых известняков, в которых в действительности произошла деформация. В кембрийских же сланцах нет никаких следов движения, стратиграфического смещения или углового несогласия, тогда как по горизонту срыва между базальным слоем толщи Биг-Хорн и доломитами Биг-Хорн (фиг. 2) признаки стратиграфического смещения, углового несогласия, а также тектоническая брекчия распространены повсеместно.

3. То обстоятельство, что вся площадь пластового разрыва представляет собой один и тот же стратиграфический горизонт и что поверхность тектонической денудации, обнаженная в результате смещения по этому разрыву, не была эродирована, свидетельствует, по-видимому, о том, что первоначальное движение по разрыву произошло, по существу, одновременно либо по всей его поверхности, либо по большой ее части. В обоих случаях из этого вывода следуют важные соображения о величине касательного напряжения, необходимого для такого движения. Согласно Хабберту и Руби [12, стр. 125], разрыв, образующийся под действием давления, приложенного к заднему краю верхней пластины, скорее всего должен распространяться как механическая дислокация, при которой приложенное напряжение в каждый данный момент времени воздействует только на малую часть общей площади разрыва. Следовательно, можно допустить, что величина этого напряжения незначительна. Однако пластовый разрыв Харт-Маунтин возник не в результате давления, приложенного к заднему краю пластины, поэтому предыдущее заключение здесь неприменимо. Если скалывание происходило одновременно во всех частях пластового разрыва, на площади в несколько сотен квадратных миль, то необходимое для этого касательное напряжение было огромным. Это напряжение должно было дополнять силу, необходимую для поддержания движения пластины, когда оно уже началось.

Для того чтобы вызвать латеральное перемещение и рассеяние частей верхней пластины, в сочетании с постоянным влиянием силы тяжести должна была действовать какая-то другая причина, на существование которой указывают, по-видимому, три только что приведенных соображения. Необходимость найти механизм, способный понизить трение вдоль разрыва по крайней мере на несколько порядков, привела к тому, что были предложены пять механизмов формирования разлома Харт-Маунтин. Три из них сходны в одном отношении: трение сильно уменьшается благодаря наличию вдоль разрыва флюидов (жидких или газообразных), находящихся под давлением, близким к литостатическому давлению верхней пластины. Это механизм давления жидкой фазы, предложенный Хаббертом и Руби [12, 32], механизм сползания на воздушной подушке, предложенный Сю [11], и механизм планёра (вулканический газовый механизм), предложенный Хьюзом [13]. Келе [15] предложил механизм гравитационного скольжения посредством скалывания в слоях с низкой вязкостью. Автор считает наиболее подходящим механизм колебаний, вызванных землетрясениями.

Давление флюидов. Представление о высоком давлении флюидов как о механизме формирования пологих надвигов с большими горизонтальными смещениями, которое было разработано Хаббертом и Руби [12, 32], получило широкое признание геологов. Однако этот механизм, по-видимому, непригоден для разрыва Харт-Маунтин, потому что, как мы отмечали раньше [26, стр. 1234], этот разрыв проходит на небольшой глубине, где невозможно высокое давление флюидов. Даже если бы там и возникло аномально высокое давление, оно сразу же исчезло бы, как только сорванная масса начала бы разрушаться. Девис [4] рассматривал разрыв Харт-Маунтин как один из нескольких пологих надвигов, для которых механизм давления флюидов не может, по его мнению, служить удовлетворительным объяснением, и отмечал, что «аномально высокое давление флюидов в основании изолированных блоков, облегчающее их движение по напластованию или по эрозионной

поверхности,— явление невероятное». Отвечая Девису, Руби и Хабберт интересовались, имеются ли какие-либо полевые данные, определенно опровергающие возможность такого движения по разлому Харт-Маунтин, которое, начавшись раньше образования формации Уопити, продолжалось бы и во время ее накопления. А если такие данные есть, то не могут ли они подтвердить более широкое толкование, а именно что движение по надвигу было частично результатом сравнительно небольших перемещений внутри вулканической брекчии, а частично результатом движения более крупных масс: обширной надвиговой пластины, сложенной блоками известняка, к которым добавилась вулканическая брекчия. Были представлены данные [27], показывающие, что по всей площади пластового разрыва разделение и смещение блоков плиты определенно происходили до начала вулканической деятельности, в результате которой отложилась формация Уопити. Образование разрыва Харт-Маунтин произошло, однако, во время более или менее непрерывного процесса осадконакопления при переходе от вулканических пород формации Катедрал-Клифс к формации Уопити. Исходя из этого, можно предположить существование зависимости между формированием разрыва и каким-то механизмом, связанным с вулканической деятельностью.

Гогель [7] рассмотрел условия на глубинах менее 1 км, при которых тепло, выделяющееся при трении и землетрясениях, при испарении воды и дегидратации таких минералов, как гипс, поднимает давление воды настолько, что может возникнуть скольжение. Среди нескольких возможных примеров он упоминает разлом Харт-Маунтин в штате Вайоминг и «вершинную складчатость» (Gipfelfaltungen) в Доломитовых Альпах.

Оползни. Сю [11] высказал предположение, что разрыв Харт-Маунтин мог быть оползнем, подобным оползню Флимс в долине Рейна. Он заявил, что у него не было возможности посетить надвиг Харт-Маунтин и составить о нем непосредственное впечатление, но некоторые выражения, употребляемые при описании этого надвига, применимы и к оползню Флимс. Однако упомянутые этим автором черты сходства вводят в заблуждение; имеются очень важные различия, которые позволяют считать, что эти структуры имели разное происхождение. Одним из элементов сходства, отмеченных Сю, является то, что «даже по масштабам оползень Флимс сравним с надвигом Харт-Маунтин». Сравнение размера или масштаба, которое в данном случае сделано не было, заключается в оценке величины площадей, а размер площади служит важной мерой масштаба явления, особенно когда рассматривается механизм перемещения горных пород. Оползень Флимс распространился на площади 65 км^2, тогда как массы Харт-Маунтин были рассеяны на площади около 340 км^2, т. е. в 50 раз большей. В действительности площадь разлома Харт-Маунтин во много раз больше площади любого известного оползня.

Но более важным, чем различие в величине площади, является различие в структуре между оползнями и разломом Харт-Маунтин. Выражение «раздроблено и разрушено» (при брекчировании), которое Сю [11, стр. 944] цитирует из моего описания разрыва Харт-Маунтин, применимо только к базальной части сорванных блоков, а не к блокам в целом. Сю также замечает, что Бухер [1, стр. 57] подчеркивал чрезвычайно сильную раздробленность надвиговых масс Харт-Маунтин, однако Бухер не говорил, что сильнейшее дробление является общей характеристикой надвинутых масс. Он писал [1, стр. 57]: «Три меньших массива (к востоку и к югу от главных пластин) чрезвычайно сильно раздроблены». Однако один из этих массивов — это отложения к северу от горы Картер (которые я для простоты объединил на фиг. 3 с карбонатными делювиальными отложениями), и они крайне разрушены только потому, что были перенесены на 640 м по вертикали вниз и на 5 км по горизонтали на оползне Картер-Маунтин уже в четвертичное время [29, стр. D237 — D238]. Два других малых массива, упомянутых Бухером,—

это, вероятно, останцы блока Мак-Каллох-Пикс. Они представляют собой остатки некогда более крупной надвинутой массы, которая была видоизменена и разрушена эрозионными процессами; эти останцы также не похожи на другие, структура которых не была нарушена эрозионным подрезанием или оползнями.

Сравнение структуры материала катастрофических оползней, таких, как Флимс [9], Блекхок [37, 35] и Шерман [34], и структуры масс разлома Харт-Маунтин показывает, что они очень непохожи. Например, Вудфорд и Харрисс [37] и Шрив [35] картировали оползень Блекхок как тело брекчии (брекчия Блекхок), которое состоит «почти целиком из серой неотсортированной и нерасслоенной брекчии, содержащей свежие угловатые обломки мрамора Фернейс, размеры которых колеблются от пылеватых частиц до обломков размером 25 см в поперечнике с преобладанием обломков размером около 2,5 см» [35, стр. 17]. Известняки Фернейс имеют каменноугольный возраст, а брекчия Блекхок — четвертичный. Формации, перемещенные в этом и в подобных оползнях, перестали существовать как стратиграфические единицы. Материал, слагающий эти оползни, изображается на геологической карте не как перемещенная формация, а как новое геологическое тело, или формация, а его возраст больше не является таким же, как возраст формаций, из которых этот материал образовался. С другой стороны, карты и описания блоков разлома Харт-Маунтин [36, 2, 23, 26] показывают, что сорванные блоки состоят из формаций, тождественных по физическим свойствам и стратиграфическому положению с их ненарушенными аналогами. Базальная часть сорванного блока мощностью несколько десятков футов может быть раздроблена и разрушена, но кверху порода постепенно переходит в ненарушенное состояние. Зона брекчирования, представленная горизонтом измельченной тектонической брекчии мощностью от нескольких дюймов до нескольких футов, ограничивается самой нижней частью сорванных блоков Харт-Маунтин, а во многих местах полностью отсутствует. Трудно поверить, что механизм, который переместил эту массу пород на много миль с таким малым количеством дислокаций, что ее аллохтонный характер оставался нераскрытым в течение многих лет, тот же самый, который превратил материнские породы оползней Флимс, Блекхок и им подобных в брекчию.

Более того, в качестве составной части механизма разлома Харт-Маунтин нельзя привлекать первоначальный крутой склон, столь важный для достижения высокой скорости катастрофических оползней, таких, как Флимс и Блекхок. Движение по этому разлому началось на том его участке, где разрыв шел по плоскости напластования, которая имела средний наклон на юго-восток менее 2° на расстоянии 56 км. Эти условия несовместимы с представлением о существовании склона, достаточно крутого, чтобы сообщить породам высокую начальную скорость.

Распределение блоков разлома Харт-Маунтин также не похоже на распределение оползневых отложений. Когда движение сорванных блоков разлома Харт-Маунтин прекратилось, они оказались рассеянными по большой площади (фиг. 3). Материал же, образующий катастрофический оползень, отлагается главным образом как единая компактная залежь [35, фиг. 2].

На основании всех приведенных соображений представляется, что оползневой механизм совершенно не подходит для объяснения формирования сорванных блоков Харт-Маунтин. Большие различия между катастрофическими оползнями и блоками разлома Харт-Маунтин показывают, что они не могут быть результатом одинаковых процессов перемещения материала.

Механизм планёра. Механизм, основанный на действии вулканического газа под давлением, предложен Хьюзом [13]. Согласно этому автору, термин «тектонический механизм планёра» (hovercraft tectonics) следует использовать для обозначения такого механизма, в котором «большой объем вулканического газа внедряется латерально в благоприятный для этого стратиграфи-

ческий горизонт под чрезвычайно массивными известняками, в результате чего сильно уменьшается трение, так что обширная, но тонкая пластина этих известняков и вышележащих пород получает возможность сползать по очень пологому склону». Хьюз предположил, что газ «внедрился латерально у основания доломитов Биг-Хорн, в результате чего образовался разжиженный агрегат из жидкого и твердого веществ, действовавший как смазка». Среди доказательств разжижения, которое он установил здесь путем «исследования только одного обнажения и одного образца» тектонической брекчии, взятого близ горы Уайт, упоминаются следующие: 1) обломки изверженных пород, часть которых характеризуется зонами поверхностного изменения, а часть — корродированными краями; 2) газовые полости; 3) пленки мелко раздробленного материала вмешающей породы, покрывающие крупные обломки, и 4) овоидная форма частиц вмещающей породы.

Хьюз предположил, что вулканический газ внедрился в горизонтально залегающие слои точно так же, как хорошо известные пластовые интрузии диабазов (силлы). Следует, однако, заметить, что основание доломитов Биг-Хорн — не очень-то подходящий горизонт для формирования интрузий или инъекций в этом районе. Многочисленные силлы и пластовые тела закартированы вблизи города Кук [16], но они залегают в кембрийских сланцах ниже доломитов Биг-Хорн.

В статье о геологии горы Уайт [21] представлены данные, показывающие, что источником обломков изверженных пород в брекчии разлома, которые Хьюз считал свидетельством разжижения, являются расположенные поблизости аллохтонные дайки и силлы в основании верхней пластины. Следовательно, присутствие обломков изверженных пород в тектонической брекчии около горы Уайт нельзя считать доказательством поступления вулканического газа вдоль разрыва. Было отмечено [30], что в 29 местах, где была исследована тектоническая брекчия, остатки вулканических пород отсутствуют. Хьюз ответил на это [14], что он никогда не утверждал, что обломки изверженных пород должны быть включены в тектоническую брекчию, разжиженную внедрившимися газами. Хотя он не считает, что отсутствие вулканических обломков противоречит его теории, многие из более общепризнанных примеров разжиженных пород [31] указывают на большое содержание обломков изверженного материала, образование которого связано, по-видимому, с быстрым выделением из материнской магмы растворенного там газа. Если блоки разлома Харт-Маунтин действительно были бы перемещены под действием газа, выделившегося из магмы, я считал бы, что обломки изверженных пород должны присутствовать в некоторых из 29 мест, где изучалась брекчия разлома.

Если флюид способен облегчить движение блоков по пологому разрыву, он должен находиться под высоким давлением. Следовательно, сорванные блоки должны быть достаточно большими, чтобы поддерживающий их флюид не мог вырваться из-под них быстрее, чем произойдет его новое поступление. Раскалывание верхней пластины на многочисленные блоки должно вызывать падение давления флюида, за исключением, возможно, тех блоков, которые располагаются над жерлами, через которые поступал этот флюид, и, как отмечал Хьюз [13, стр. 114], уменьшение давления флюида должно вызвать остановку блоков. Как было показано раньше, разделение на большое число более мелких фрагментов — это как раз то, что должно было произойти. Рассеяние блоков, показанное на фиг. 3, означает, что разделение должно было произойти еще до того, как остановились юго-восточные блоки, так что для их перемещения необходим какой-то другой механизм, а не высокое давление флюидов.

Недостаточность механизма планёра применительно к той части разлома, которая идет по поверхности древней суши, очевидна еще и по другой причине. Верхнее крыло разрыва Харт-Маунтин можно проследить как

непрерывную пластину от пластового разрыва, через секущий разрыв и к разрыву, проходящему по древней поверхности суши (фиг. 3), из чего следует, что последний является неотъемлемой частью разлома Харт-Маунтин. Хьюз [13, стр. 629], по всей видимости, согласен с тем, что пластовый разрыв и разрыв на древней поверхности суши — часть одного и того же тектонического события. Нет оснований предполагать, что сорванные блоки, двигавшиеся по поверхности, перемещались благодаря механизму, коренным образом отличавшемуся от механизма в области пластового разрыва. В этой области обнаружено мало признаков действия газов высокого давления, но в районе разрыва на древней поверхности суши таких признаков вообще нет, так что верхняя пластина двигалась, вероятно, как твердое по твердому, а не как твердое по разжиженному слою. Обнаружив это, Хьюз предложил несколько видоизмененный механизм. Он писал, что «если уж по межпластовому разрыву началось движение практически без трения, хотя бы и медленное, то скользящие блоки должны были сохранять тенденцию к перемещению на значительное расстояние, но не в результате простого гравитационного сползания, как я и утверждал, а под действием своего собственного количества движения, что и объясняет, таким образом, наличие разбросанных, похожих на клиппы удаленных блоков, в частности блока Харт-Маунтин».

Такая модификация механизма означает, что блоки верхней пластины, переместившиеся особенно далеко по поверхности, должны были обладать наибольшим количеством движения. Надо полагать, что эти блоки были принесены из юго-восточной части пластового разрыва и что они первыми поднялись по секущему разрыву на дневную поверхность и удалились от каких бы то ни было возможных источников вулканического газа. Их количество движения сначала было небольшим и поэтому должно было увеличиться за счет давления цельной верхней пластины, движущейся по пластовому разрыву. Однако, как отмечено в этой статье, весь стиль движения по разлому Харт-Маунтин говорит о разделении, или растаскивании, верхней пластины под действием объемных сил, возникших, по-видимому, почти в то же самое время, когда началось латеральное движение. Пластина, испытывающая растяжение и дробящаяся на блоки под действием приложенных к ней объемных сил, не может одновременно с этим передавать толчок от тыловой части вперед, причем таким образом, чтобы сообщить передовой части большое количество движения. Следовательно, предположение Хьюза [13, стр. 629] о том, что перемещение блока Харт-Маунтин на 25 км по древней поверхности обусловлено его собственным количеством движения, кажется совершенно необоснованным, а перемещение массива Мак-Каллох-Пикс на 50 км под действием собственного количества движения еще менее вероятно.

Гравитационное сползание по сколу в слое с низкой вязкостью. По предположению Келе [15, стр. 1658]:

«Гравитационное сползание и тектоническое поступательное движение достигаются путем деформации слоев, наименее компетентных (имеющих самую низкую вязкость) в данной толще пород. Тип деформации — преимущественно простой (прямолинейный) скол... Этот процесс, управляемый пластическими свойствами горных пород, требует для данной величины смещения меньшей работы, чем поступательное перемещение по подошве разрыва... Таким образом, перемещение вышележащих масс горных пород осуществляется не посредством разрывов по плоскостям напластования, а скорее всего путем массивных сколов в целой зоне».

Очевидно, Келе считает, что разрыв Харт-Маунтин обусловлен гравитационным сползанием, поскольку строит расчет на возможной скорости движения верхней пластины. Однако, как уже отмечалось при обсуждении проблемы механизма, если бы движение было целиком обусловлено гравитационным сползанием, деформация должна была сосредоточиться в слоях с самой низкой вязкостью, т. е. в кембрийских сланцах, кровля которых

находится менее чем в 15 м ниже горизонта разрыва. Но плоскость разрыва проходит в доломитах, имеющих гораздо большую вязкость.

Существуют и некоторые другие особенности разрыва Харт-Маунтин, несовместимые с представлением о гравитационном сползании по пластическому сколу в зоне срыва: 1) движение сосредоточено вдоль четкого узкого стратиграфического горизонта, а не распределено в массивной и мощной зоне сдвига; 2) верхняя пластина не только разбита на многочисленные блоки, которые отходили при движении один от другого, но многие из них очень малы: их размер колеблется от нескольких футов до нескольких десятков футов; 3) тектоническая брекчия состоит из угловатых обломков и в ней нет признаков течения или сколов; 4) нет никакой зоны деформации пластического сдвига ни ниже, ни выше, ни вблизи разрыва.

Колебания, вызванные землетрясением. Сочетание силы тяжести и колебаний, вызванных землетрясениями, представляет собой единственный из предложенных механизмов [1, стр. 196; 26, стр. 1234], который совместим с наблюдаемыми особенностями разлома Харт-Маунтин. Вулканизм и землетрясения обычно связаны между собой, и тесная связь во времени между извержением вулканических пород формации Уопити и возникновением разрывов указывает на вероятность того, что в это же время происходили землетрясения. Вертикальное смещение на 6100 м вдоль восточного фронта поднятия Бертут, которое произошло главным образом в раннетретичное время, несомненно, сопровождалось землетрясениями [26, стр. 1234]. Предположение о катастрофической природе движения по разлому Харт-Маунтин, основанное на том, что формирование этой структуры заняло очень короткое время, согласуется с представлением о механизме, связанном с землетрясениями.

Если при каких-то необычных условиях пачка полого лежащих пород получила несколько большее (направленное вверх) ускорение, чем подстилающая ее пачка, трение между ними должно было уменьшиться и между пачками должно было начаться разделение по зарождающемуся разрыву. Если в той фазе колебательного сейсмического движения, когда вектор смещения направлен вверх, породам, залегающим выше зарождающегося разрыва, сообщается ускорение, близкое к 1 g, то в те моменты, когда ускорение исчезает, напряжение, вызванное силой тяжести и нормальное к разлому, также приближается к нулю, и в основании верхней пачки может произойти разделение. По сути дела, верхняя пластина оказывается почти невесомой. При бесчисленных повторениях такого направленного вверх ускорения пластина периодически почти освобождается от трения и может беспрепятственно двигаться латерально по очень пологому склону. Кроме того, пластина может двигаться под действием тангенциальных импульсов сейсмических волн, приходящих снизу и распространяющихся вверх и на юго-восток.

Утверждают, что максимальное ускорение грунта на расстоянии 8 км от эпицентра землетрясения магнитудой 5,0 составляет 5—10% ускорения силы тяжести и что толчок магнитудой 6,0 дает максимальное ускорение грунта порядка 20% ускорения силы тяжести [20]. Во время землетрясения в Сан-Фернандо (9 февраля 1971 г.) было зарегистрировано гораздо большее ускорение. Таким образом, по крайней мере для отдельных случаев прежние представления о максимальных ускорениях при землетрясениях можно пересмотреть в сторону увеличения. Землетрясение Сан-Фернандо умеренной магнитуды 6,6 дало, согласно Мейли и Клауду [17, стр. 165], наибольшее количество из когда-либо полученных сведений о сильных колебаниях. Упомянутые авторы сообщают (стр. 163):

«В районе Пэкоайма-Дем, в 8 км южнее эпицентра, ускорения при землетрясении были выше всех когда-либо зарегистрированных, т. е. в интервале от 0,5 до 0,75 g с несколькими высокочастотными пиками до 1 g. Наиболее сильные толчки начались на 1—2 с позже инструментального первого вступления и продолжались приблизительно 12 с».

Дегенколб [5, стр. 133] замечает, очевидно, относительно той же самой записи:

«Сообщалось, что самая близкая к эпицентру запись сильных колебаний при этом землетрясении, полученная возле кровли пачки трещиноватых пород, показала ускорения грунта более 100% g по горизонтали и 70% g по вертикали. В течение 12 с при повторных колебаниях были записаны ускорения около 50% g. Это должно показать, что колебания грунта даже при умеренных землетрясениях могут оказаться гораздо большими, чем считают многие инженеры... Интересно отметить, что эти высокие концентрации силы, движения или энергии проявились на некоторых видах скальных пород больше, чем на водонасыщенном аллювии».

Анализируя записи, полученные на верхних этажах зданий, Мейли и Клауд [17, стр. 164] сообщают, что «пиковые ускорения свыше 0,4 g были записаны вплоть до деловых кварталов Лос-Анджелеса, в 42 км [от номинального эпицентра], хотя подавляющее большинство измерений попадает в диапазон 0,2—0,4 g ...Наибольшие ускорения на верхних этажах примерно в 2—3 раза превышают ускорения, измеренные на первых этажах тех же построек».

По поводу вертикальных ускорений в районе Кейгел-Каньон Моррил [18, стр. 177] сообщает, что землетрясение Сан-Фернандо «дало свидетельства таких вертикальных ускорений, которые значительно выше любых, когда-либо записанных инструментально». Сообщение пожарной станции № 74, округ Лос-Анджелес, расположенной в 13 км от эпицентра,

«... позволяет предположить, что в отдельных, очень локальных условиях вертикальное ускорение превышало ускорение силы тяжести и, возможно, равнялось ускорению великого Ассамского землетрясения 12 июня 1897 г. [22] или превышало его ... Двадцатитонный пожарный грузовик, закрытый в гараже, швыряло взад-вперед на 1,8—2,4 м и на 0,6—0,9 м вбок, причем на полу гаража не осталось видимых следов тормозных башмаков. Грузовик был исправен и стоял на тормозах... Следы, которые были оставлены, очевидно, баллоном правого заднего колеса, были обнаружены на дверной раме в 0,9 м от пола, тогда как металлическое крыло, выступающее на несколько дюймов за верхнюю часть этой шины, не было повреждено. Подставка для шланга была сломана в 1,2 м над полом задней подножкой грузовика. Подножка загнулась вверх, а подставка для шланга оказалась сломана ударом, направленным вниз».

Дом в жилом квартале имеет наружную обшивку, которая заходит вниз, за край фундамента, на $4\frac{3}{8}$ дюйма. После землетрясения угол дома был смещен на 11 дюймов в сторону от его прежнего положения. Чтобы это могло произойти, дом должен был подскочить над фундаментом больше чем на $4\frac{3}{8}$ дюйма и затем уже сместиться в сторону. Это «позволяет предположить, что дом получил направленное вверх ускорение относительно грунта величиной по меньшей мере 1 g, длившееся примерно 0,1 с; это равносильно предположению, что ускорение составляло только 1 g и смещение было только на указанное расстояние».

Необычным эффектом землетрясения в Сан-Фернандо 9 февраля 1971 г. было дробление грунта на улице Уоллаби-Стрит в Силмаре. Из сообщения об этом событии можно извлечь ряд данных о действии сейсмических волн [19]. Некоторые особенности участка, испытавшего это дробление, детально описаны Нейсоном [19, стр. 97—98]:

«... подбрасывание кусков разрыхленной почвы указывает, возможно, на то, что сейсмические толчки превышали 1,0 g; распыление грунта означает, что высокое ускорение повторялось во многих волновых циклах... Узко локальный характер высокого ускорения, на что указывает подбрасывание грунта, является результатом неизвестных эффектов интерференции сейсмических волн, распространяющихся разными путями, когда возможна фокусировка, или концентрация, энергии сейсмических волн на вершине гребня с узким основанием. Из этого следует, что эффект интерференции сейсмических волн, вероятно, очень важен для детального изучения сильных сотрясений и разруше-

ний, вызываемых землетрясениями... Тот факт, что почва была полностью перепахана, показывает силу сотрясений. Может оказаться, что интерференция сейсмических волн и ее фокусированный характер очень важны для местного распределения сильных сейсмических сотрясений и связанных с ними повреждений».

Цитируя описание этого необычного эффекта землетрясения, я хочу показать, что какой-то, пока неизвестный тип фокусировки и совместного действия сейсмических волн мог проявиться и в районе разлома Харт-Маунтин, вызвать там первоначальный скол по пластовому разрыву и способствовать латеральному перемещению верхней пластины. В этой связи следует отметить, что разлом Харт-Маунтин идет главным образом по зоне сейсмического раздела, так как скорость продольных волн в доломитах Биг-Хорн значительно выше (возможно, на 50% или больше), чем в подстилающих кембрийских сланцах.

Предыдущее обсуждение механизма было ограничено разломом Харт-Маунтин, но более исчерпывающее изучение предполагаемых механизмов должно включать вопрос об их применимости к разрывам Риф-Крик и Саут-Форк. Как было отмечено, эти разрывы тесно связаны с разломом Харт-Маунтин по времени и направлению движения; они также относятся к типу срывов, начинающихся вдоль поверхности напластования. Все три разрыва вызваны, по-видимому, одним и тем же механизмом. Насколько это известно, особенности разрывов Риф-Крик и Саут-Форк вполне соответствуют механизму, связанному с землетрясениями, и не соответствуют другим механизмам, предлагавшимся для разлома Харт-Маунтин.

Землетрясения, происходившие в историческое время, были недостаточно сильными и длительными, чтобы в сочетании с силой тяжести выступать в качестве механизма формирования крупных срывов. Если землетрясения прошлого были составной частью такого механизма, то они заведомо были более интенсивными и либо более продолжительными, либо повторяющимися чаще, чем те, которые известны сейчас. Следовательно, механизм, связанный с землетрясениями, до тех пор будет основан на косвенных данных и соображениях, пока мы не выясним, как могут взаимодействовать сейсмические волны на небольшой глубине в особых геологических условиях, таких, как в случае разлома Харт-Маунтин, чтобы в результате мог образоваться пластовый разрыв и могло произойти горизонтальное перемещение сорванных блоков на много миль по поверхностям различных видов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bucher W. H.*, Volcanic explosions and overthrusts, Am. Geophys. Union Trans. 14th Ann. Mtg. pp. 238—242, 1933.
2. *Bucher W. H.*, Heart Mountain problem, in: Wyoming Geol. Assoc. Guidebook 2nd Ann. Field Conf., Bighorn Basin, 1947, pp. 189—197, 1947.
3. *Dake C. L.*, The Heart Mountain overthrust and associated structures in Park County, Wyoming, Journ. Geol., **26**, pp. 45—55, 1918.
4. *Davis G. A.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, Discussion, Geol. Soc. Am. Bull., **76**, pp. 463—468, 1965.
5. *Degenkolb H. J.*, Preliminary structural lessons from the earthquake, in: The San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 733, pp. 133—134, 1971.
6. *Dorf E.*, The petrified forests of Yellowstone National Park, Washington, D. C. Govt. Printing Office, 12 p., 1964.
7. *Goguel J.*, Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., **11**, pp. 153—164, 1969.
8. *Granger W., Sinclair W. J.*, Notes on the Tertiary deposits of the Bighorn Basin, Am. Mus. Nat. History Bull., 32, pp. 64—66, 1912.
9. *Heim A.*, Bergsturz und Menschenleben, Zürich. Fretz and Wasmuth Verlag, 218 p., 1932.
10. *Hewett D. F.*, The Heart Mountain overthrust, Wyoming, Journ. Geol., **28**, pp. 536—557, 1920.

11. *Hsü K. J.*, Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 927—952, 1969.
12. *Hubbert M. K.*, *Rubey W. W.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I, Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 115—166, 1959.
13. *Hughes C. J.*, The Heart Mountain detachment fault — A volcanic phenomenon? Journ. Geol., **78**, pp. 107—116, 1970a.
14. *Hughes C. J.*, The Heart Mountain detachment fault — A volcanic phenomenon? A reply, Journ. Geol., **78**, pp. 629—630, 1970b.
15. *Kehle R. O.*, Analysis of gravity sliding and orogenic translation, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, pp. 1641—1664, 1970.
16. *Lovering T. S.*, The New World or Cooke City mining district, Park County, Montana, U.S. Geol. Survey Bull. 811, pp. 1—87, 1930.
17. *Maley R. P.*, *Cloud W. K.*, Preliminary strong-motion results from the San Fernando earthquake of February 9, 1971, in: The San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 733, pp. 163—176, 1971.
18. *Morrill B. J.*, Evidence of record vertical accelerations at Kagel Canyon during the earthquake, in: The San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971, V. S. Geol. Survey Prof. Paper 733, pp. 177—181, 1971.
19. *Nason R. D.*, Shattered earth at Wallaby Street, Sylmar, in: The San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 733, pp. 97—98, 1971.
20. National Research Council, Committee on Earthquake Engineering Research, Earthquake Engineering Research, Natl. Acad. Sci., p. 5 (available as PB 188 636 from Natl. Tech. Inf. Service, U.S. Dept. Commerce, Springfield, Va., 22151), 1969.
21. *Nelson W. H.*, *Pierce W. G.*, *Parsons W. H.*, *Brophy G. P.*, Igneous activity, metamorphism, and Heart Mountain faulting at White Mountain, northwestern Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., **83**, pp. 2607—2620, 1972.
22. *Oldham R. D.*, Report on the Great Earthquake of 12th June, 1897, India Geol. Survey Мет., **29**, pp. 1—379, 1897.
23. *Pierce W. G.*, Heart Mountain and South Fork thrusts, Park County, Wyoming, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **25**, pp. 2021—2045, 1941.
24. *Pierce W. G.*, Heart Mountain and South Fork detachment thrusts of Wyoming, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **41**, № 4, pp. 591—626, 1957.
25. *Pierce W. G.*, The «break-away» point of the Heart Mountain detachment fault in northwestern Wyoming, in: Geological Survey research 1960, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 400-*B*, pp. B236—B237, 1960.
26. *Pierce W. G.*, Reef Creek detachment fault northwestern Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., **74**, pp. 1225—1236, 1963.
27. *Pierce W. G.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, Discussion, Geol. Soc. Am. Bull., **77**, pp. 565—568, 1966.
28. *Pierce W. G.*, Tectonic denudation as exemplified by the Heart Mountain fault, Wyoming, in: Orogenic Belts, Internat. Geol. Cong., 23rd, Prague, 1968, Repts., Sec. 3, Proc., pp. 191—197, 1968a.
29. *Pierce W. G.*, The Carter Mountain landslide area, northwest Wyoming, in: Geological Survey research 1968, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 600-*D*, pp. D235—D241, 1968b.
30. *Pierce W. G.*, *Nelson W. H.*, The Heart Mountain detachment fault — A volcanic phenomenon? A discussion, Journ. Geol., **78**, pp. 116—123, 1970.
31. *Reynolds D. L.*, Fluidization as a geologic process, and its bearing on the problem of intrusive granites, Am. Journ. Sci. **252**, pp. 577—613, 1954.
32. *Rubey W. W.*, *Hubbert M. K.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II, Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 167—205, 1959.
33. *Rubey W. W.*, *Hubbert M. K.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, Reply, Geol. Soc. Am. Bull., **76**, pp. 469—474, 1965.
34. *Shreve R. L.*, Sherman landslide, Alaska, Science, **154**, pp. 1639—1643, 1966.
35. *Shreve R. L.*, The Blackhawk landslide, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 108, 47 p., 1968.
36. *Stevens E. H.*, Geology of the Sheep Mountain remnant of the Heart Mountain thrust sheet, Park County, Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., **49**, pp. 1233—1266, 1938.
37. *Woodford A. O.*, *Harriss T. F.*, Geology of Blackhawk Canyon, San Bernardino Mountains, California, California Univ. Pubs. Geol. Sci., **17**, pp. 265—304, 1928.

ГРАВИТАЦИОННЫЙ МЕХАНИЗМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В СЕВЕРНЫХ СКАЛИСТЫХ ГОРАХ США

Р. Шолтен [1]

Область, описанная в настоящей статье,— это та часть пояса складок и надвигов в Скалистых горах, которая расположена к востоку и к северу от батолита Айдахо. Как показано на фиг. 1, этот батолит является единственным крупным интрузивным телом в восточной половине Кордильерской геосинклинали, которая в меловое и третичное время преобразовалась в складчатый пояс Севир [34, фиг. 2]. Такое особое положение батолита наводит на мысль о его генетической связи со стилем тектонического развития районов, примыкающих к нему с востока, который заметно отличается от стиля развития структур, расположенных севернее [39]. Площадь к северу от батолита названа в этой статье северной провинцией, а площадь, занятая батолитом и зоной дислокаций к востоку от него,— южной провинцией.

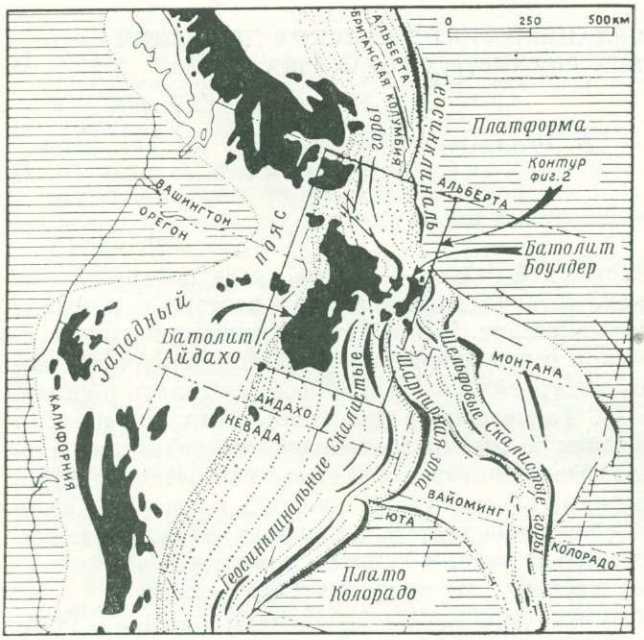
Геологическое строение региона и тектонический стиль. *Распространение стратиграфических единиц.* Как показано на фиг. 2, большая часть площади к северу от батолита Айдахо сложена кварцитами, пелитами и их метаморфическими аналогами докембрийской группы (или надгруппы) Белт; на западе мощность этих пород достигает 10—20 км [44, 12, 11]. С глубиной и по направлению на запад региональный метаморфизм усиливается [21], но не выходит за рамки метаморфизма низкой ступени. Исключение составляют зоны, близкие к докембрийским интрузиям, и окрестности батолита Айдахо, где гнейсы и связанные с ними породы амфиболитовой фации представляют собой аналоги нижней части группы Белт [13, 32,33]. В южной провинции батолит контактирует не только с группой Белт, но и с палеозойскими породами. Третичные осадочные и вулканические породы частично перекрывают батолит.

Зона надвигов в обеих провинциях сложена породами палеозоя и группы Белт, а во фронтальных надвиговых пластинах обнажены мезозойские отложения. Выходы добелтского фундамента имеются только в южной провинции: в одном окаймленном гнейсовом куполе к востоку от южной части батолита Айдахо [8] и в районе к востоку от зоны надвигов, где их появление обусловлено частично отсутствием перекрывающих белтских пород, а частично образованием взбросов и крупного свода в меловое и третичное время [40, 18, 37]. Эти выступы фундамента представляют собой край западного выступа стабильной внутренней области Северной Америки.

Характер структуры. К северу от батолита Айдахо, позади зоны надвигов, породы группы Белт деформированы слабо, если не считать зон кливажа и складчатости течения на расстоянии 40 км от этой интрузии [13]. Однако в зоне надвигов как в северной, так и в южной провинции слои Белт все же затронуты деформациями, но отсутствие выходов на поверхность добелтских кристаллических пород говорит о том, что фундамент не был вовлечен в надвигание. Геофизические данные, собранные в Канаде, подтверждают, что надвиги сходятся книзу и в западном направлении, образуя единый горизонт крупного срыва над кристаллическим фундаментом [5].

В северной провинции надвиги развиты приблизительно на 125 км дальше на восток, чем в южной (фиг. 2). Между этими провинциями проходит

[1] Факультет наук о Земле, университет штата Пенсильвания, Юниверсити-Парк, штат Пенсильвания.



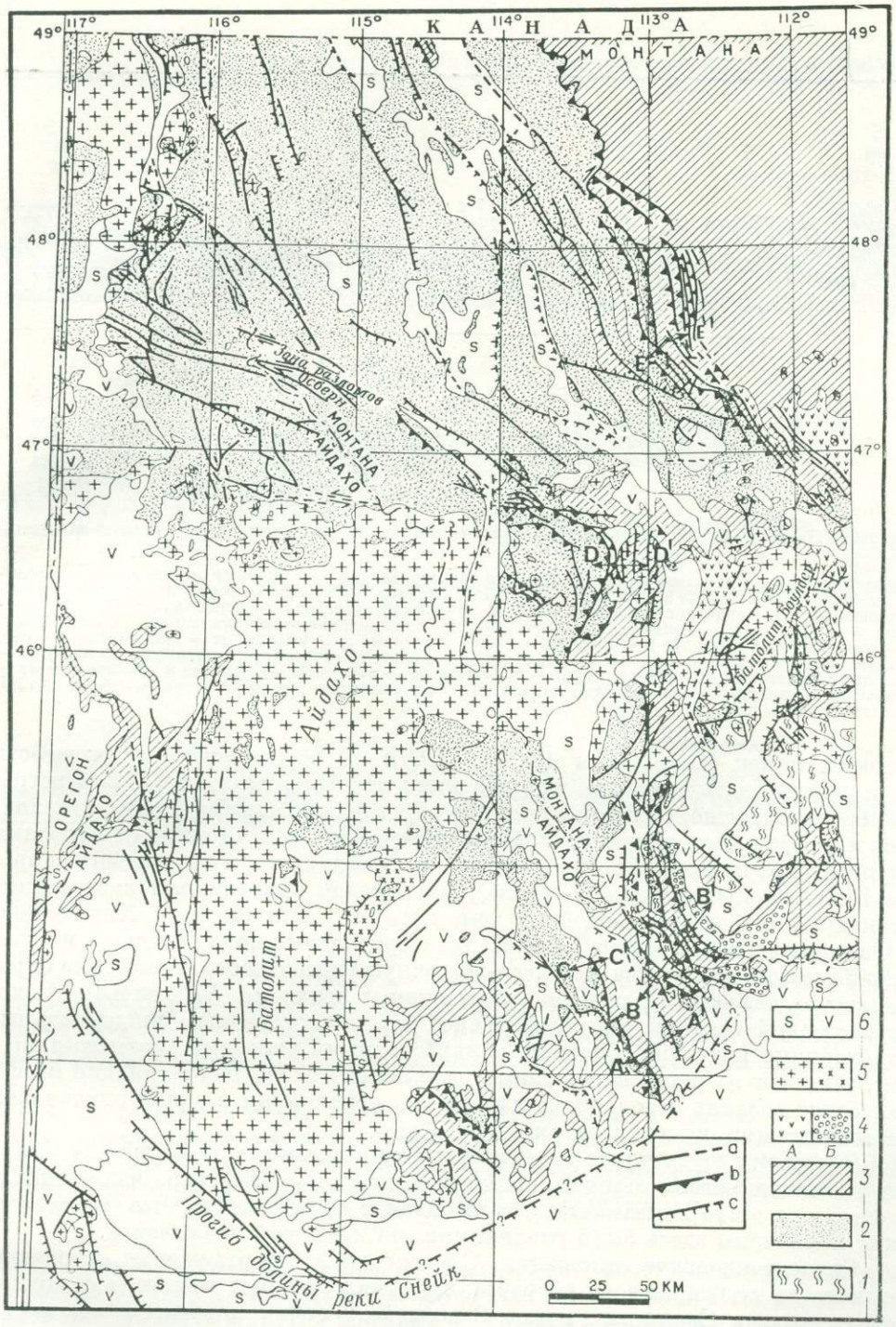
Фиг. 1. Тектоническая карта Кордильерского региона западной части Северной Америки, на которой показан дислоцированный западный геосинклинальный пояс и восточный пояс «Геосинклинальных Скалистых гор», отделенный от древней платформы и «Шельфовых Скалистых гор» геосинклинальной шарнирной зоной.

Пунктирные и жирные линии—простирание структур (оси главных складок и зоны надвигов). Батолиты показаны черным. Прямоугольником очерчена площадь, рассматриваемая в настоящей статье (см. фиг. 2) [9, фиг. 21.1, с небольшими изменениями].

широтная зона поперечного сдвига, известная как «линия», или линеамент, Льюис — Кларк [7], которая начинается от серии разрывов к северу от батолита Айдахо и протягивается примерно на 800 км в восточную Монтану. Смещение зоны надвигов нельзя, однако, считать только результатом правостороннего сдвига. Полевые работы в крупной зоне разломов Осберн (к северу от батолита) показали, что правостороннее смещение составляет только 20—25 км [49], а Смит [45] доказывает даже общее левостороннее смещение по всей зоне Льюис — Кларк. Кроме того, зона сдвига не полностью отделяет северный фронт геосинклинальных надвигов от южного: к востоку от батолита Боулдер (и к востоку от области, показанной на фиг. 2) северный фронт пересекает линеамент и продолжается еще на некоторое расстояние на юг.

Наибольшее различие между двумя провинциями заключается в стиле дислокаций. Для северо-западной Монтаны и Канады характерны многочисленные надвиги, субпараллельные напластованию и имеющие почти одинаковое западное падение. По этим надвигам существенно гомоклинальные пачки древних пород, падающие на запад, отделяются от более молодых пород. На фиг. 3 дан типичный пример таких надвигов в Монтане [22, 23], а на схематическом разрезе, составленном Прайсом [29, фиг. 7], показано, что тот же стиль дислокаций сохраняется и в Канаде. Несмотря на то что местные осложнения все-таки существуют, в особенности там, где надвиги секут разрез, переходя с нижней поверхности напластования на верхнюю, а также, возможно, в тех местах, где происходит волочение верхнего надвига по нижнему, в целом регион в тектоническом отношении явно спокойнее, чем южная провинция. По простиранию надвиги затухают, но тогда они перекрываются другими [29, фиг. 4], так что общее сокращение поверхности почти одинаково по любому данному профилю.

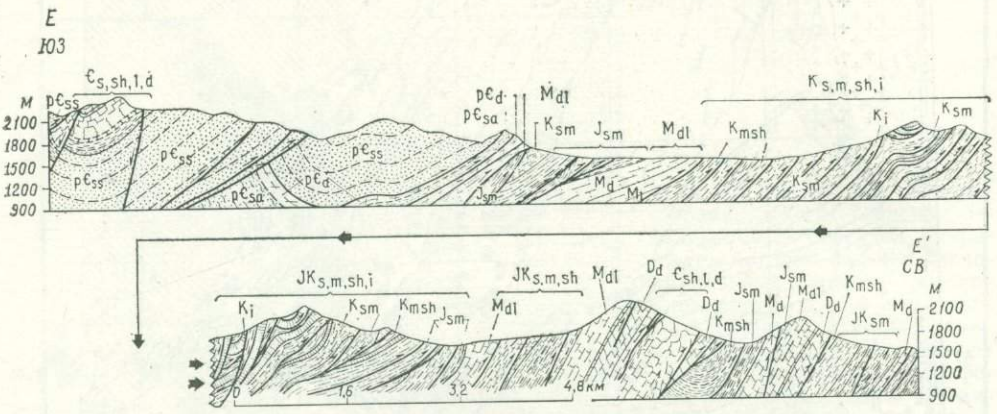
Стиль дислокаций в южной провинции показан на фиг. 4. Для него типичны следующие особенности: 1) надвиги, включающие белтские и нижнепалеозойские кварциты, обычно смяты в складки и наклонены на восток на протяжении многих миль (профили *AA'*, *CC'*-2 и *DD'*); 2) многие надвиги не обнаруживают явной связи с напластованием и единой фронтальной складкой, а срезают у основания складки, с которыми они геомет-



Фиг. 2. Тектоническая карта Северных Скалистых гор США.

По Тектонической карте США (Tectonic Map of the United States, U.S.G.S. — A.A.P.G., 1962), с изменениями и дополнениями.

1 — докембрийский кристаллический фундамент; *2* — позднедокембрийская супергруппа Белт (кварциты, пелиты и их метаморфические аналоги вблизи батолита Айдахо); *3* — палеозойские и мезозойские породы Кордильерской геосинклинали и примыкающего платформенного шельфа (до- и синтектонические); *4* — породы от раннемелового до палеоценового (и эоценового?) возраста на шельфе платформы (синтектонические): *А* — вулканические породы Эдл-Маунтин и Элкхорн вблизи батолита Боулдер, *Б* — конгломераты Биверхед на крайнем юго-западе Монтаны и к западу от батолита Боулдер; *5* — синтектонические батолиты и штоки гранитоидов: *А* — юрские (?) и меловые, *Б* — раннетретичные (возможно, вдоль границы батолита Айдахо развиты больше, чем показано); *6* — осадочные (*s*) и вулканические (*v*) породы от эоценового возраста до современных (посттектонические). *a* — разломы (неклассифицированные); *b* — взбросы, надвиги и соскользнувшие пластины; *c* — сбросы (в значительной степени или полностью посттектонические). *EE'* — профиль, изображенный на фиг. 3; *AA'*, *BB'*, *CC'*, *DD'* — профили, изображенные на фиг. 4.



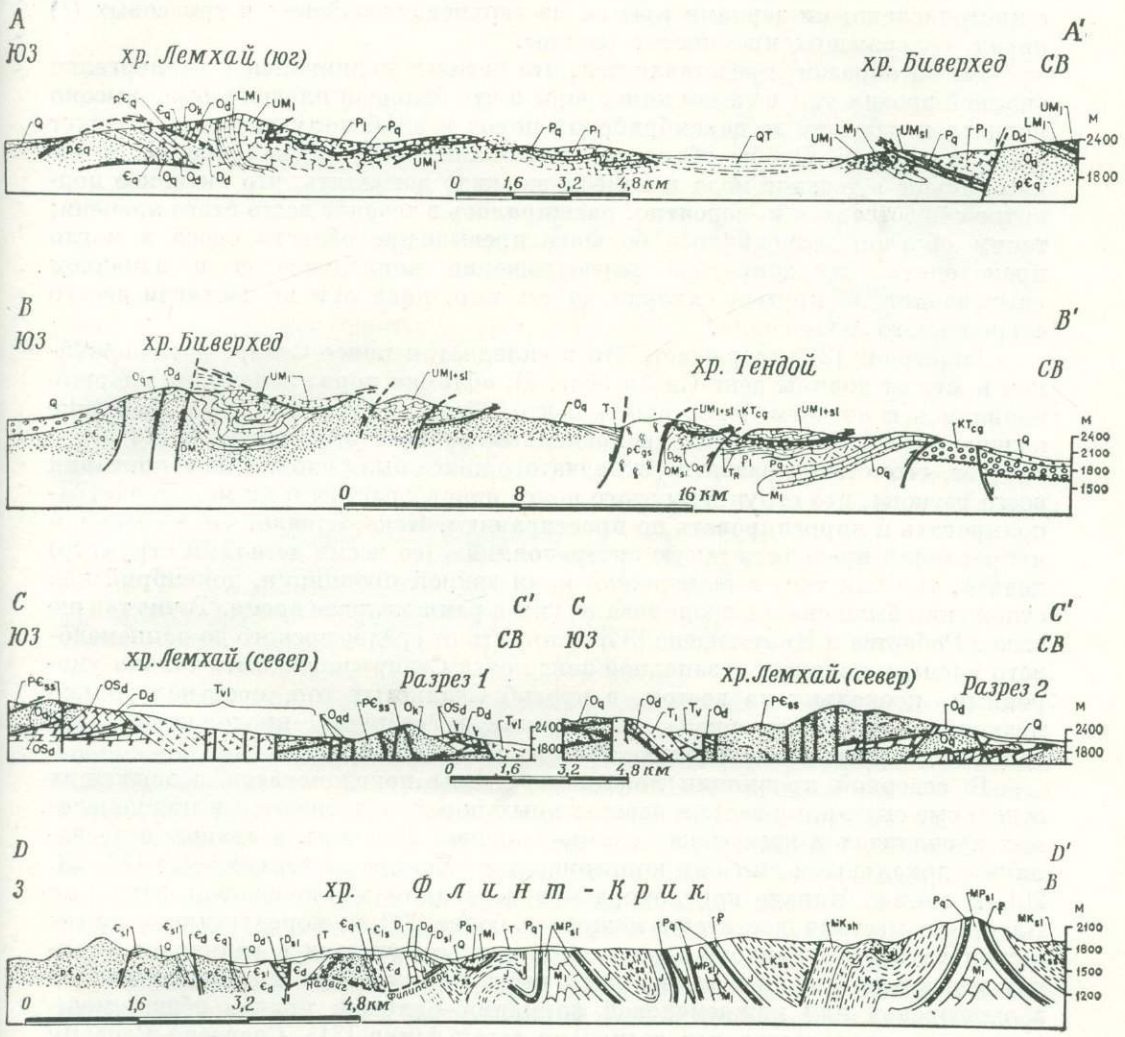
Фиг. 3. Составной профиль через фронтальную надвиговую зону северо-западной Монтаны.

Положение профиля показано на фиг. 2. Нижний профиль смещен на 4 км к югу по отношению к верхнему профилю. Индексами на этом профиле и на фиг. 4 показан возраст пород: *p* ∈ — докембрийские; ∈ — кембрийские; *O* — ордовикские; *D* — девонские; *M* — миссисипские; *P* — пенсильванские; *P* — пермские; *J* — юрские; *K* — меловые; *T* — третичные; *Q* — четвертичные осадочные породы. Отделы систем: *L* — нижний; *M* — средний; *U* — верхний; *q*, *K* — кварциты; *sh* — сланцы; *m* — аргиллиты; *s* — песчаники; *ss* — песчаники и алевриты; *sa* — алевриты и аргиллиты (уплотненные глинистые сланцы); *sl* — глинистые известняки; *l* — известняки; *d* — доломиты; *dl* — доломиты, известняки и доломитовые известняки; *gs* — гнейсы; *i* — интрузивные породы; *v* — вулканические породы. Верхний профиль по [22], нижний профиль по [23].

рически никак не связаны (*CC'-1*, *DD'*); 3) интенсивная складчатость внутри надвиговых пластин или под ними не является локальной, а встречается повсеместно, доходя местами до образования антиформных синклиналей и синформных антиклиналей (например, складка, сложенная породами группы Белт, на профиле *CC'*-1, слева, и складка, не затрагивающая породы Белт, на профиле *AA'*, справа); 4) лежачие складки или нависающие каскадные структуры, подобные тем, которые были описаны Харрисоном и Фалконом (1936) в Иране, обычны для карбонатных пород среднего и верхнего палеозоя, имеют общую северо-восточную вергентность, но местами опрокинуты радиально в стороны от куполовидных поднятий (*BB'*, слева); 5) около восточной границы дислоцированной зоны бескорневые эпидермальные аллохтонные пластины, сложенные карбонатными породами верхнего палеозоя, залегают на ранее нарушенных разрывами или смятых в складки массивах более древних и более молодых пород, перекрытых в одном случае синтектоническими конгломератами (*BB'*).

К востоку от батолита Айдахо и к югу от линеамента Льюис — Кларк тектонический стиль заметно отличается от стиля структур, находящихся к северу от этого линеамента; это заставляет предполагать, что тектонические механизмы здесь были различными, по крайней мере отчасти.

Синтектонические отложения. Синтектонические отложения от позднеюрского до палеоценового возраста, материал которых принесен с запада, встречаются в Скалистых горах Северной Америки повсеместно и имеют большое значение для выделения этапов тектонического развития во внутренних зонах геосинклинали. В южной провинции, выделенной нами, у южного края зоны надвигов (фиг. 2) широко развиты отложения субаэральных конгломератов Биверхед. Мощность их достигает по меньшей мере 5000 м,[1] и значительная часть этих конгломератов состоит из хорошо окатанной гальки и валунов нижнепалеозойских и белтских кварцитов, накапливавшихся, по данным споро-пыльцевого анализа [35], непрерывно с раннемелового (альбского) до раннетретичного (палеоценового или раннеэоценового) времени. Далее на восток значительная часть верхнемеловых конгломератов Хейрбелл и палеоценовых конгломератов Пиньон западного Вай-



Фиг. 4. Профили через горные хребты к востоку от батолита Айдахо.

Положение профилей показано на фиг. 2. Профиль *CC' - 1* расположен приблизительно в 5 км южнее профиля *CC'* - 2. Буквенные обозначения те же, что на фиг. 3. Заметны различия в тектоническом стиле по сравнению с фиг. 3. Профиль *AA'* — по Бьютнеру (диссертация, университет штата Пенсильвания, 1968) (слева) и по Шолтену (неопубликованные данные) (справа); профиль *BB'* — по [41, 40, с изменениями];профиль *CC'* — по Руппелю (Ruppel, 1968); профиль *DD'* — по [20] (справа).

оминга также состоит из обломков кварцитов Белт, вероятно переотложенных из конгломератов Биверхед. Несомненно, что между упомянутыми выходами конгломератов есть и другие, которые перекрыты в настоящее время плиоцен-плейстоценовыми лавами долины реки Снейк. Единственно возможный источник этого огромного объема обломков кварцитов находится на обширной территории в окрестности батолита Айдахо (фиг. 2), приблизительно в 50—75 км к западу от выходов конгломератов Биверхед, где в настоящее время обнажены породы Белт. Детальное седиментологическое изучение, выполненное Райдером [36], подтверждает общее юго-восточное направление переноса материала. Изолированные выходы конгломератов в Айдахо, вблизи батолита, содержат большое количество обломков гранитов и условно приравнены к формации Биверхед [43, 1]. Конгломераты Биверхед подстилаются позднеюрскими и раннемеловыми сланцами, алевритами и песчаниками

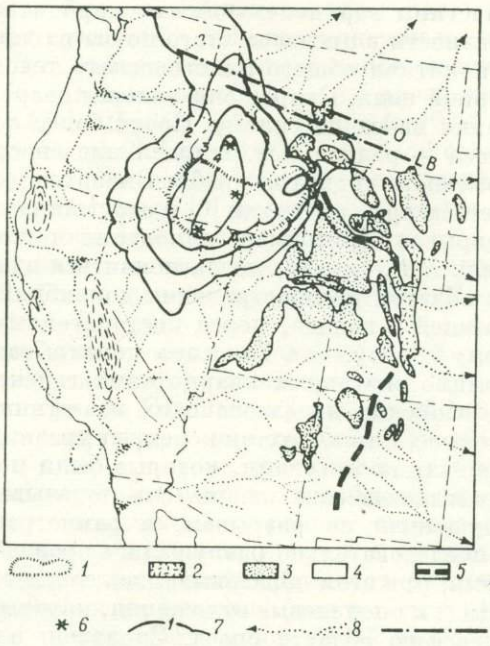
с многочисленными зернами кремня из верхнепалеозойских и триасовых (?) пород, содержащих кремнистые сланцы.

Таким образом, представляется, что батолит поднимался и подвергался сильной эрозии уже в самом конце юры и что большая площадь была высоко поднята и размыта до докембрийских пород к альбскому времени, а может быть, и раньше. Чтобы объяснить постоянный перенос валунов на 50 км или больше в течение мела и палеоцена, надо допустить, что активное поднятие существовало и, вероятно, расширялось в течение всего этого времени; таким образом, сохранялось большое превышение области сноса и могло происходить неоднократное переотложение конгломератов в западном направлении по крутым склонам до тех пор, пока они не достигли своего современного положения.

Армстронг [2] утверждает, что в складчатом поясе Севир, расположенном к югу от долины реки Снейк (фиг. 2), обломки пород эокембрия впервые появились в позднемеловое время и что обильное их поступление в конце позднего мела было почти одновременным во всем этом регионе. Из этого следует, «что стадии развития складчатого пояса были сходны на территории всего региона, что структуры этого пояса одновозрастны и их можно экстраполировать и коррелировать по простиранию». Ясно, однако, что в северном направлении проводить такую экстраполяцию (со всеми деталями структур) нельзя, так как там, в выделенной нами южной провинции, докембрийские отложения были сильно эродированы уже в раннемеловое время. Точно так же вывод Робертса и Криттендена [34] о том, что от среднеюрского до раннемелового времени поднятие в западной зоне пояса Севир «могло быть только умеренным, поскольку на восток, в прогиб Скалистых гор, поступал только мелкообломочный материал», неприменим к северному продолжению этой зоны, где она пересекается батолитом Айдахо.

В северной провинции локальные линзы конгломератов, содержащих отдельные окатанные гальки изверженных пород, встречаются в нижнемеловых аргиллитах и песчаниках северо-западной Монтаны, а сланцы и песчаники с локальными линзами конгломератов маркируют верхний мел [22, 23, 26]. В южной Канаде конгломераты в основании нижнемеловой формации Блейрмор местами достигают мощности более 300 м; чередующиеся линзы «оскольчатых песчаников» и конгломератов встречаются в глинистых сланцах и песчаниках как в залегающих выше породах, так и в подстилающей верхнеюрской или нижнемеловой формации Кутеней, причем общая мощность этих линз составляет несколько сотен футов [31]. Согласно Репсону [31], литокластическая часть породы состоит главным образом из кремнистых сланцев, известняков и фосфоритовых и вулканических обломков верхнепалеозойских пород; менее 25% литокластов представлены песчаниками и алевритами, источником которых могли быть верхне-, нижне- или допалеозойские породы; обломки метаморфических пород редки. Верхнеюрские и нижнемеловые клиновидные залежи обломочных пород южноканадских Скалистых гор обнаруживаются под надвигами уже в зоне дислокаций и, вероятно, образовались, по крайней мере частично, из передних краев взбросов и надвигов, вышедших на поверхность [30].

В целом синтектонические отложения в выделенной нами южной провинции значительно отличаются от таких же отложений, развитых севернее, по объему грубых конгломератов вообще и по объему докембрийских галек и валунов в особенности. От отложений более южных районов они отличаются тем, что очень большое количество обломков докембрийских пород появляется здесь в конце раннемелового, а не в конце позднемелового времени. В свете этого кажется обоснованным вывод о том, что уже в раннемеловое или даже в позднеюрское время кровля батолита Айдахо была поднята выше и размыта глубже и на большей площади, чем где-либо еще в Скалистых горах. Метаморфические ассоциации в чешуйчатых надвигах, возникших до



Фиг. 5. Палеография эоцена запада США по палеоботаническим данным [4, фиг. 10].

Показаны также главные линеаменты зоны Льюис — Кларк: *O* — линеамент Осберн; *LB* — линеамент Лейк-Бейсин. Палеотопографические горизонтали проведены через 305 м. Жирной штриховой линией показано современное положение континентального водораздела.

1 — современный бассейн реки Снейк; *2* — ядра ларамийских поднятий; *3* — главные озера; *4* — эоценовые моря; *5* — приблизительное положение континентального водораздела; *6* — субальпийские хвойные леса; *7* — горизонтали (через 300 м); *8* — возможные системы стока; *9* — линеаменты зоны Льюис — Кларк.

метаморфизма или одновременно с ним и сложенных метаосадочными породами Белт (?), указывают на условия сравнительно низкого давления вблизи восточного края батолита [8]. Это обстоятельство также говорит о том, что значительная часть перекрывающих пластов была удалена уже на раннем этапе орогенеза. Даже в эоцене, когда высота батолита значительно уменьшилась, он все еще заметно возвышался над окружающими районами, как это показано на палеогеографической схеме, построенной Аксельродом [4] на основании распространения ископаемых остатков хвойных и лиственных деревьев (фиг. 5). В настоящее время средняя высота области сноса примерно такая же, как и мощность клиновидных тел обломочных пород.

Динамические модели. В обзоре строения канадских Скалистых гор Прайс [29] отмечает, что в масштабе всей горной цепи система взаимосвязанных субпараллельных поверхностей скольжения (надвигов), столь характерная для этого региона, представляет собой вид проникающего (общего) пластического течения в пределах этой цепи без потери связности. Прайс объясняет возникновение этих очень интересных структур гравитационным расползанием супракрустальных пород под действием их собственного веса от ядра всплывающего материала инфраструктуры, находящегося к западу от зоны надвигов. В результате всплывания образовалось топографическое поднятие и возник гравитационный потенциал. Поверхность срыва, с этой точки зрения, была наклонена на запад, и угол ее падения в этом направлении даже увеличивался, так что гравитационное надвиговое перемещение было целиком направлено вверх по склону, почти так же, как при материковом оледенении. Сходное строение северо-западной Монтаны к северу от линеамента Льюис — Кларк должно, по-видимому, указывать, что и происхождение структур этой области было таким же, как происхождение канадских Скалистых гор. Мезозойские (?) ортогнейсы севернее батолита Айдахо, о которых сообщали Рид и Гринвуд [32], могут рассматриваться как ядро всплывающего поднятия, такого же, как в Канаде.

В противоположность этому пояс дислокаций южной провинции не является согласованной системой связанных между собой поверхностей скольжения. По крайней мере каскадные и нависающие складки и сползшие

пластины верхнемезозойских карбонатных пород свидетельствуют о потере связности в пределах этого пояса на данном уровне и не могут быть описаны в понятиях общего пластического течения, происходящего в масштабе всей горной цепи. Скорее они похожи на результат скольжения вниз, чем растекания вверх по склону. Среди более конкретных доказательств такого процесса — радиальное направление сноса с подвергавшегося денудации центрального поднятия хребта Биверхед [41], снос на запад с недавно наклонившегося хребта Лемхай [6] и отсутствие корневых зон этих субгоризонтальных разрывов. Например, аллохтонная пластина хребта Тендой (фиг. 4, профиль *BB'*, справа) могла появиться здесь только при скольжении на восток из области распространения докембрийских пород, непосредственно примыкающей с запада, перед посторогенным опусканием этой области по крупному сбросу. Эта пластина перекрывает конгломераты Биверхед, которые, помимо окатанных кварцитовых галек, содержат и полууугловатые обломки мезозойских и палеозойских известняков, перенесенных на небольшое расстояние. Сам аллохтон перекрыт древними оползневыми отложениями с докембрийскими валунами, которые были принесены из района, непосредственно примыкающего с запада. Это показывает, что площадь, в настоящее время опущенная по разрывам, в раннетретичное время была возвышенностью и последовательно разрушалась эрозией, тектонической денудацией и оползнями; при этом образовывались соответственно конгломераты, сползшие пластины и оползневые отложения, которые отражают в обратном порядке стратиграфию области сноса. Сползшая пластина была, очевидно, эпиглиптической, т. е. она двигалась в основном по поверхности Земли, выпахивая при этом часть конгломератов.

Что касается более обширных, имеющих большую глубину, смятых в складки и обладающих корнями надвиговых пластин, содержащих докембрийские породы Белт, то их географическую связь с батолитом Айдахо можно, по-видимому, объяснять их генетической связью. Одна из возможных моделей — это всплывание и растекание (выраженное здесь лучше, чем в северной провинции), которое и дало непосредственный толчок сзади [16] и вызвало надвигание в восточном направлении и развитие в южной провинции структур совсем другого стиля. Такая модель объяснила бы также огибание надвигами северо-восточной части батолита (фиг. 2). В случае такой модели затруднение заключается в том, что данные калий - аргонового и свинцового методов свидетельствуют, хотя и не окончательно, о том, что главная фаза магматической деятельности проявилась здесь в раннем мелу или даже раньше [17, 19]; тектоно-магматические взаимоотношения вблизи контакта позволяют сделать такой же вывод [13]. Кроме того, в конце эоцена произошел повторный частичный разогрев, или внедрились новые интрузии, или имели место оба эти явления. Поскольку надвиги в восточной части пояса Севир преимущественно или полностью образовались между ранним мелом и эоценом, модель, связывающая образование всех или большинства надвигов и складок с бурным ростом и разбуханием батолита, выглядит неудовлетворительной.

По тем же причинам модель глубинного, гренландского типа срезания (Abscherung) супракрустальных пород над поверхностью горячей высокоподвижной инфраструктуры, обоснованно применяемая для объяснения позднеюрских (?) дислокаций в восточной части Большого Бассейна [3], не подходит для более поздних дислокаций в поясе Севир. Наконец, одно только региональное сжатие Кордильер независимо от того, с чем оно было связано — с тектоникой плит или с другими процессами,— не в состоянии объяснить структурные различия между северной и южной провинциями, выделенными в этой статье.

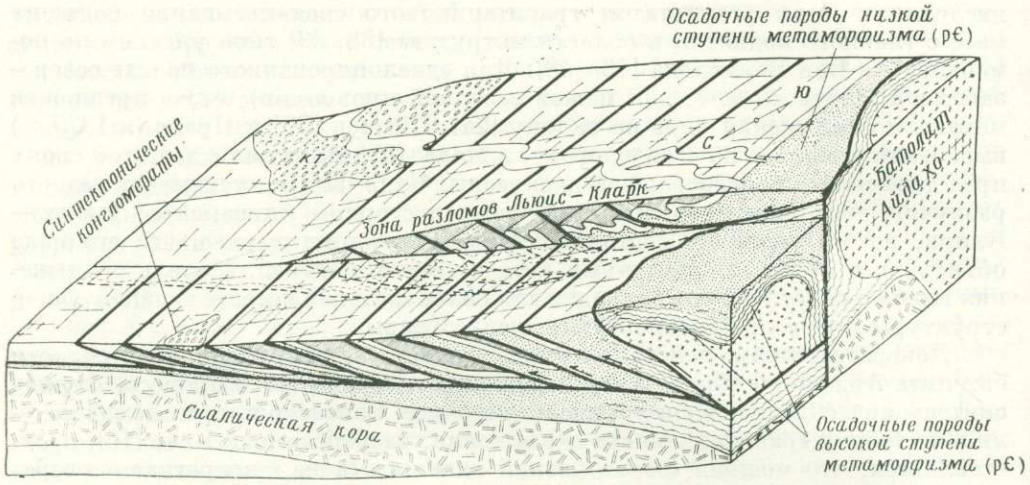
Альтернативная модель, связывающая батолит с дислокациями на площади, примыкающей к нему с востока, основана на предположении, что

дислокации были результатом гравитационного соскальзывания больших масс с главного поднятия в области интрузива [38, 39] типа ундации по номенклатуре Ван Беммелена [46—48]. Для «дислоцированного пояса» северо-западной Монтаны (т. е. для нашей северной провинции) также предложен механизм скольжения вниз по склону [24]. Шолтен [39] и Прайс (в 1970 г.) высказали сомнение по этому поводу, а Мадж [25] выступил с защитой своих представлений в последовавшей дискуссии. Мадж [25] не учитывает резкого различия тектонического стиля по разные стороны линеамента Льюис — Кларк, но это различие настолько явное и принципиальное, что его надо объяснять с помощью различных динамических моделей. Модель скольжения вниз по склону лучше подходит для более сложной и менее связной общей структуры к югу от линеамента Льюис — Кларк.

Доказательством действительного существования ундации в области батолита Айдахо до образования надвигов и во время этого процесса служат синтектонические отложения, описанные ранее. Согласно предлагаемой модели и по теории гравитационного скольжения, разработанной Келе [15], представляется, что мощная «зона» низкой вязкости (а не дискретная поверхность), расположенная на глубине многих километров, приобрела уклон на восток, т. е. в сторону от ундации, и испытала внутренние дислокации под влиянием параллельной склону составляющей силы тяжести. Вышележащие породы, потерявшие сцепление с массивом, находящимся в тыловой зоне, в результате эрозии или тектонического растяжения (или и того и другого) транспортировались на восток по кровле зоны пониженной вязкости. Сопротивление пород, залегающих ниже по склону (подпор), привело частично к образованию внутренних складок, а частично — надвигов по разрывам, секущим напластование. По мере того как более древние надвиги сминались в складки, движение по ним становилось невозможным, и тогда восточнее возникали новые надвиги. Области крутых антиклиналей становились местами сосредоточения поверхностных возникших под действием силы тяжести, каскадных и нависающих складок и сползших пластин, сложенных средне- и верхнепалеозойскими карбонатными породами.

Глубина и положение зоны срыва в разрезе неизвестны. Как отмечал в 1971 г. Мадж, нет необходимости утверждать, что эта зона располагается в подошве пород Белт. Считают [5, лист 12], что в южной Канаде во внутренней части геосинклинали эта зона проходит над основанием группы Белт или эквивалентной ей серии Перселл. В реконструкции Прайса и Маунтджоя [30, фиг. 2, 3] зона срыва показана на глубине около 14 км, ниже основания верхней юры, в области, соседней с будущим ядром всплывающего поднятия. К востоку от батолита Айдахо зона срыва идет, вероятно, по глубоко захороненной пачке пелитовых пород. Над самым батолитом она, во всяком случае частично, не подчиняется стратиграфическому контролю. Поскольку южная половина батолита внедрилась в палеозойские породы, отрыв мог возникнуть только внутри толщи палеозойских пород или у контакта интрузии. Чтобы достичь пелитовой пачки в породах Белт, он должен был пересечь разрез сверху вниз в восточном направлении. Северная половина батолита могла внедриться в палеозойские породы, но внедрения могло и не произойти, и зона отрыва могла там возникнуть и внутри группы Белт.

Если эту модель мы скомбинируем с моделью Прайса для канадских Скалистых гор (применимой и для Скалистых гор США к северу от линеамента Льюис — Кларк), то получим двойную модель, схематически представленную на фиг. 6. На блок-диаграмме (вид на юг) изображена только северная часть батолита Айдахо. Показано, что верхняя часть батолита согласна с напластованием и имеет форму лакколита, что вполне вероятно, а поднятие частично обусловлено вертикальными движениями по западному отрезку линеамента Льюис — Кларк, схематически изображенного в виде единого сброса. Вероятность такой генетической связи подтверждается тем,



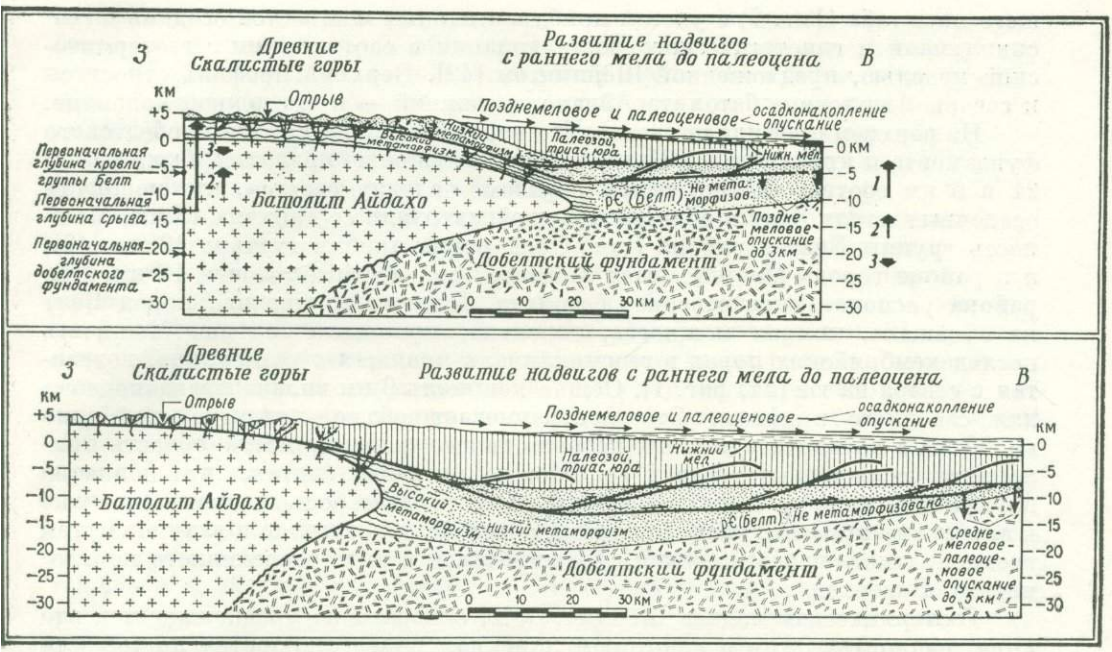
Фиг. 6. Схематическая блок-диаграмма (вид на юг), показывающая поднятие по зоне Льюис — Кларк.

Развитие северного (переднего) блока обусловлено всплыванием и гравитационным растеканием (ср. фиг. 3 и [29]). Развитие южного (заднего) блока связано с гравитационным скольжением и обрушением нависающих пластин по временному обратному склону зоны срыва (ср. фиг. 4) [38]). Высокое поднятие южного блока приводит к образованию мощных и широко распространенных синтектонических конгломератов с высоким содержанием обломков докембрийских пород. $p\in$ — докембрийские породы; KT — меловые и третичные породы.

что линеамент, согласно реконструкции Аксельрода [4], проходит вдоль северной границы эоценового поднятия (фиг. 5). В передней (северной) половине диаграммы тектогенез изображен как процесс всплывания и надвигания в ядре, дальнейшего растекания по периферии и надвигания вверх по склону [30]. В южной половине диаграммы показано, что высокое поднятие привело к отложению конгломератов на обширной площади и образованию складок и надвигов, связанных со скольжением вниз по склону вкрест зоны срыва, которая гипотетически помещена у подошвы слабо метаморфизованных верхнебелтских пород над батолитом и продолжена на восток по некоторому стратиграфическому горизонту в группе Белт. Таким образом, эта объединенная модель объясняет различия как в стиле структур, так и в характере синтектонических отложений.

Отметим, что модель скольжения для южной провинции может быть проверена, в частности, в районе близ северо-восточного угла батолита, еще не охваченном детальной съемкой. Если модель правильна, то зона срыва в породах Белт должна проявиться здесь очень хорошо: она должна огибать батолит с образованием надвигов (фиг. 2) и подниматься к тыловой зоне (хотя весьма вероятно, что ее угол падения окажется меньше первоначального угла скольжения из-за посторогенного опускания области батолита). В идеальном случае зона срыва должна была бы выдаваться на запад над батолитом, однако вследствие возможного повторного внедрения многочисленных интрузий вдоль границы батолита в позднем эоцене [19] контакт может быть и секущим [1]. Объединенная модель для двух провинций совместима с гипотезами сжатия коры, раннего тектонического срезания (Abscherung) в глубинной зоне и движения плит в восточном или западном направлении. Поскольку движение плит в определенной мере сказалось на развитии

[1] В работе Чейза и Толбота (R. B. Chase and J. L. Talbot, Geol. Soc. Am., Abs. with Progr., pp. 470—471, 1973) и в личном сообщении Толбота (апрель 1973 г.) говорится об обнаружении ярко выраженной, мощностью в полмили, зоны отрыва, которая падает под углом около 30° в сторону от северного края батолита, и высказывается предположение, что движение супраструктуры было вызвано действием силы тяжести. (Сноска добавлена во время печатания книги.)



Фиг. 7. Схематические профили через северную (вверху) и южную (внизу) части батолита Айдахо и область, расположенную к востоку от него.

На профилях изображено соскальзывание осадочных пород с поднятой части батолита на восток и восточное продвижение надвигов в мелу и палеоцене. Слева на верхнем профиле дается оценка первоначальных глубин залегания слоев Белт и добелтского фундамента. Первоначальная глубина зоны срыва — предполагаемая. Скольжение началось после поднятия области батолита; величина поднятия, согласно расчетам, достигла 17 км (стрелка *1*). Затем последовали дополнительное изостатическое поднятие (стрелка *2*) и посттектоническое опускание (стрелка *3*). Область, расположенная восточнее, опускалась под нагрузкой, вызванной осадконакоплением и образованием надвигов. Гравитационный потенциал соответствует наклону поверхности скольжения около 1,5° на южном профиле и немногим более 2° на северном профиле. Скольжению способствовали, возможно, высокое поровое давление и понижение вязкости в зоне срыва, обусловленное разогревом, проникновением гидротермальных флюидов и (кратковременно) землетрясениями. Сцепление пород по восстанию зоны срыва ослаблено глубокой эрозией в области отрывов и сбросов. Вертикальные движения в области батолита: *1* — юрское и раннемеловое поднятие (на 17 км), связанное с нагреванием, образованием купола, разгрузкой и изостатическими движениями; *2* — позднемеловое и раннетретичное поднятие, связанное с разгрузкой и изостатическими движениями; *3* — средне- и позднетретичное опускание, обусловленное охлаждением.

Кордильерского пояса, область батолита Айдахо не могла быть невосприимчивой к нему. Однако эта модель делает упор на том, что в особом характере развития пояса супракрустальных складок и надвигов в Северных Скалистых горах США проявилось воздействие силы тяжести.

Наконец, необходимо подчеркнуть, что если гравитационное расползание (а не скольжение) происходило на севере, то было бы нелогичным считать, что оно не проявлялось в южной провинции. Тот факт, что фронтальная зона надвигов северной провинции протягивается на некоторое расстояние и через линеамент, позволяет сделать вывод, что этот механизм действовал в южном направлении вплоть до северного края выступа платформы в юго-западной Монтане, за которым он уже не был дееспособным. Однако к востоку от батолита Айдахо скольжение оказалось главным процессом и наложило характерный отпечаток на тектонический стиль этого района.

Модель ундации: анализ и главные предпосылки. Возникает вопрос: можно ли предположить, что расположенная на глубине зона срыва была поднята достаточно высоко, для того чтобы началось скольжение под действием силы тяжести без создания в то же время топографических превышений неправдоподобной или невозможной величины? Другой вопрос заключается в том, какие первичные причины могли вызвать появление такой ундации. Для решения этих вопросов были построены два профиля соответствую-

щего масштаба (фиг. 7) с учетом приблизительных мощностей осадков в геосинклинали и гипотетического роста ундации в соответствии с геотермической моделью, предложенной Шёйлингом [42]. Верхний профиль относится к северной половине батолита Айдахо, а нижний — к его южной половине.

На верхнем профиле показано, что первоначальные глубины добелтского фундамента и кровли пород Белт, существовавшие до поднятия, были равны 21 и 6 км соответственно; таким образом, подразумевается, что мощность осадочных пород Белт в области будущей интрузии составляла 15 км. Мощность группы Белт в районе Панд-Орей равна приблизительно 13 км [12], а в районе города Мизула, штат Монтана, она достигает почти 16 км. Оба района располагаются севернее батолита. Поскольку подошва пород Белт не обнажена, полная мощность, вероятно, несколько больше. Мощность последокембрийских пород в геосинклинали меняется очень сильно, возрастая с севера на юг [44, фиг. 1]. Общая мощность 6 км вполне правдоподобна для северного профиля. Это подразумевает общее поднятие примерно на 20 км с начала воздымания до настоящего времени, когда область приподнята значительно выше 1 км. Можно уверенно считать, что поднятие по крайней мере на 8 км, а может быть, и гораздо больше произошло уже к альбскому времени, когда огромный объем белтских галек и валунов путем неоднократного переотложения сформировался в виде современного конгломерата Биверхед.

Геотермическая модель Шёйлинга [42] основана на предположении, что кора мощностью 30 км в некотором линейном поясе становится по той или иной причине толще еще на 10 км. Шёйлинг подсчитал, что в этом случае радиогенное тепло вызовет первичное поднятие примерно на 3,5 км, что обусловлено тепловым расширением и фазовыми изменениями. Изостатическое воздымание, непосредственно связанное с утолщением коры на 10 км, может быть определено в 1,5 км (исходя из плотности коры и мантии, равной 2,8 и 3,3 соответственно). В результате первичное поднятие достигнет 5 км.

Увеличение мощности коры может быть результатом поддвигания плит, а расположение батолита Айдахо позади пересечения двух больших отрезков дуг (фиг. 1) позволяет предположить столкновение двух частей поддвигающейся крупной плиты, что приводит к большему увеличению мощности, нагреванию и поднятию за счет расширения, фазовых изменений и изостазии. Непосредственным доказательством большего утолщения коры служат сейсмические данные, показывающие, что мощность коры колеблется в этой области от 30 до 40 км [14]. Принимая, что отсюда уже удалена 20-километровая толща пород, получаем, что мощность коры в результате утолщения должна была здесь превысить 50 км. Поскольку мощность коры во внутренних областях континента составляет примерно 40 км [14], вполне возможно, что утолщение в области батолита превысило 10 км. Исключительно большое увеличение мощности коры и ее разогревание на пересечении дуг хорошо объясняют причины плавления, которое привело к формированию батолита Айдахо, представляющего собой локальную «горячую точку» в поясе Севир. К этому эффекту можно добавить образование купола в белтских и более молодых породах над лакколитовой вершиной плутона, который продолжал пополняться на глубине расплавленным материалом, двигавшимся латерально по направлению к центральному ядру поднятия. Если предположить, что эти два эффекта (утолщение более чем на 10 км и развитие купола над лакколитом) добавляют еще 2 км к основному поднятию, то первичное поднятие составит уже 7 км. В северной провинции воздымание земной поверхности было меньше, но самый большой наклон рельефа был не с юга на север, а от унаследованного поднятия на западе к опускающемуся передовому прогибу на востоке; то же самое верно и для главного направления переноса осадков.

Кроме того, можно подсчитать, что каждый километр поднятия вызывает одновременную эрозию и ее изостатическую компенсацию на 1750

и 1450 м соответственно и что приращение высоты поверхности в результате этого процесса немного превышает 700 м. Таким образом, первичное поднятие на 7 км приводит к эрозии на глубину около 12 км и к изостатическому компенсирующему поднятию примерно на 10 км; при этом поверхность постепенно достигает высоты около +5 км. На этой стадии поднятие коры вследствие первичных (7 км) и вторичных (10 км) причин составит 17 км. Это положение показано на верхнем профиле фиг. 7 (стрелка *1*).

Если бы в центральном Айдахо пелитовая, с низкой вязкостью, потенциальная зона срыва существовала до начала дислокаций где-нибудь в средней части отложений Белт, располагаясь примерно на 13 км ниже уровня моря, то 17-километровое поднятие вывело бы ее на высоту +4 км, т. е. на уровень 1 км ниже поверхности земли. Величина потенциала силы тяжести, который может теперь вызвать скольжение, равна разности высот между восточной границей зоны надвигов (которая в результате надвигания, субаэрального осадконакопления и изостатического опускания остается на уровне +1 км) и точкой отрыва, расположенной примерно в 100 км к западу, над кровлей батолита, на высоте +5 км. Это соответствует наклону эквипотенциальной поверхности на восток на 4%, или немного больше 2°.

На южном профиле (фиг. 7, внизу) рисуется подъем зоны срыва на запад, в толщу палеозойских пород, прорванных батолитом и лежащих на его кровле или над ней. Поскольку на этом разрезе показано, что надвигание распространилось дальше на восток, расстояние между точкой отрыва и восточной границей надвигов здесь можно принять равным примерно 160 км, что соответствует величине потенциала силы тяжести, выраженной через наклон эквипотенциальной поверхности, равный примерно 2,5%, или 1,5°. На обоих профилях восточное падение самой зоны срыва (между точкой отрыва и точкой наибольшей глубины) будет, конечно, во много раз больше, но для вычислений используется именно наклон эквипотенциальной поверхности, так как при этом учитывается сопротивление, возникающее там, где наклон срыва (так же, как и надвигов, пересекающих разрез) меняется на обратный, западный (эффект подпора).

Чтобы определить, возможно ли скольжение при такой величине потенциала силы тяжести, Келе [15] провел следующий анализ. Гравитационному скольжению над зоной рассредоточенного пластического скола способствуют следующие факторы: 1) низкая вязкость потенциальной зоны срыва, как, например, в случае переслаивания пород большой вязкости с глинистыми сланцами; 2) повышенная мощность потенциальной зоны низкой вязкости; 3) увеличение угла падения этой зоны и 4) большая глубина ее залегания. Для модели, в которой пачка сланцев мощностью 1 км подстилает пачку «жестких» пород мощностью также 1 км, Келе предсказывает скорость скольжения почти 80 км/млн. лет для ньютоновской вязкости и 35 км/млн. лет для неньютоновской вязкости при уклоне 2%, или немногим более 1°. Граничные условия (сцепление пород вверху и подпор снизу) не учитываются. Если мощность сланцев составляет $^1/_3$ км и они перекрыты «жесткими» породами мощностью 1 $^1/_3$ км, скорость уменьшается до одной трети выше приведенных величин. С другой стороны, повышенное содержание воды в сланцах увеличивает скорость скольжения благодаря усилению подвижности зоны срыва.

На фиг. 7 средняя глубина залегания предполагаемой зоны срыва гораздо больше 1 км. Мощность этой зоны неизвестна, но величины, которыми оперировал Келе, вполне приемлемы для стратиграфической последовательности пород Белт. Уклон на верхнем (северном) профиле вдвое больше, чем принятый Келе, и эффект подпора может быть исключен из рассмотрения, потому что в расчетах использовался наклон эквипотенциальной поверхности, а не зоны срыва. Эффект сцепления с породами, залегающими выше по восстанию зоны срыва, можно считать небольшим для тех участков, где тыловая часть плиты расчленена глубокими долинами, как это и бывает

в горных цепях такой высоты. Наконец, на небольших глубинах над батолитом в результате воздействия непрерывного теплового потока и восходящих гидротермальных флюидов вполне возможны высокое содержание воды, повышенное поровое давление, пониженная вязкость и увеличенная подвижность [10]. Повышение порового давления на короткие промежутки времени в значительной мере способствует возникновению землетрясений, а если это происходит в области столкновения плит или их частей, то землетрясения могут возникать чрезвычайно часто.

На основании этих соображений можно сделать вывод, что при условиях, показанных на верхнем профиле фиг. 7, скорость скольжения будет более чем достаточной для наблюдаемых смещений по надвигам за промежуток времени, продолжительность которого грубо оценивается в 50 млн. лет. Для нижнего (южного) профиля, где изображено, каким образом зона срыва пересекает разрез и поднимается на запад в палеозойские породы над батолитом, можно было бы предположить, что вязкость породы в этой зоне была понижена в результате разогрева, высокого содержания воды и повышенного порового давления, связанных с воздействием батолита. К востоку от батолита эта зона погружена на южном профиле глубже, чем на северном, благодаря большей мощности последокембрийских пород, что еще больше усиливало возможность возникновения пластических сдвигов. Наклон эквипотенциальной поверхности здесь все еще в полтора раза больше, чем наклон зоны срыва в модели Келе.

Следует подчеркнуть, что мы не настаиваем на том, что значения приведенных здесь параметров количественно точны, и рассматриваем их только как правдоподобные допущения. Не известны ни глубина залегания и мощность зоны срыва, ни величина и скорость первичного поднятия. Меньшая глубина залегания этой зоны потребует меньшей величины поднятия без обязательного уменьшения градиента силы тяжести. В любом случае мы имеем большую свободу в выборе параметров, потому что для условий нашей задачи пригодны средние скорости, даже меньшие на порядок, чем скорости, полученные Келе. Предыдущий анализ должен был лишь показать, что данная модель правдоподобна с точки зрения имеющихся геологических сведений и представлений о механике орогенического поступательного движения, о геотермическом расширении и об изостазии.

По мере развития скольжения и надвигов кора в области батолита продолжает подниматься благодаря изостатической реакции на тектоническую и эрозионную разгрузку. Общим результатом будет постепенное понижение земной поверхности, которая сейчас расположена на высоте 2—3 км над уровнем моря. Это можно представить как результат дополнительной 13-километровой разгрузки и 11-километровой изостатической компенсации (по-прежнему принимая удельный вес коры и мантии равным 2,8 и 3,3 соответственно). Хотя понижение поверхности частично может быть связано с оседанием после окончания разогрева, т. е. в фазу охлаждения, рисуемую Шёйлингом [42], тем не менее можно с уверенностью считать, что поднятие было достаточно большим и разгрузка достаточно глубокой, чтобы полностью удалить кровлю и верхнюю часть батолита. Шёйлинг указывает также, что стадия погружения сопровождается, вероятно, внедрением поздних интрузий на небольшую глубину и эффузивной деятельностью. Комплекс пород верхнеэоценового возраста в батолите Айдахо (возраст установлен K/Ar-методом [19]), так же как наличие в этой области олигоценовых (?) вулканических пород Челлис, может служить подтверждением этого теоретического вывода.

Наконец, модель Шёйлинга предсказывает, что снос в области сильного разогрева и поднятия в конце концов превысит первоначальную величину утолщения коры и сделает кору тоньше, чем она была прежде. И действительно, линии равных мощностей коры для Северной Америки, построен-

ные по данным взрывной сейсмологии [14], показывают, что Северные Скалистые горы не имеют корней и что, наоборот, кора здесь тоньше, чем внутри континента. Эти данные все еще недостаточно детальны для того, чтобы показать, что утонение коры особенно значительно в области батолита Айдахо. Дальнейшей проверкой этой модели должны быть, таким образом, сейсмические исследования.

Выводы. Вывод о том, что формирование смежных участков горной цепи может быть результатом действия различных тектонических процессов, отрицается многими геологами. Однако анализ кратких описаний разных отрезков всего пояса складок и надвигов Скалистых гор от Мексики до Аляски [28] показывает не только то, что для разных отрезков были предложены разные модели, но что они, вероятно, необходимы ввиду больших различий между этими отрезками в характере их геосинклинального развития, в типах пород, в интрузивной деятельности и в тектоническом стиле.

Такой вывод не говорит, однако, о хаотичности распределения или о взаимной независимости отрезков горной цепи. Геология, лучше чем другие естественные науки, доказывает нам, что конечный результат может быть продуктом многих взаимодействующих условий и процессов и что окончательный облик структуры зависит от того, какой процесс или какие процессы преобладали в данном месте и в данное время. Это не менее справедливо и для тектоники, но это не означает, что нет никакого главенствующего процесса или контролирующего фактора. Все, о чем говорит это многообразие,— это о том, что проявления основного процесса должны, вероятно, быть различными в разных областях и в разное время в зависимости от вариаций региональных условий меньшего масштаба.

В конечном счете единственные источники энергии тектонических процессов — тепло и сила тяжести. На уровне коры самым главным проявлением этих видов энергии можно считать, с популярной в настоящее время точки зрения, дрейф «плит», приводимых в движение тепловой конвекцией, силой тяжести или тем и другим. Проявления второго порядка включают образование и последующую деформацию больших геосинклинальных поясов Земли, возможно, в ответ на субдукцию плит (не важно, континентальной и океанической или двух континентальных). В зависимости от природы, мощности, формы, скорости движения и числа сталкивающихся плит или их частей, степени поддвигания, расстояния от зоны субдукции и других факторов тип и интенсивность тектонической реакции будут меняться от одного геосинклинального пояса к другому и от места к месту в пределах одного пояса. В некоторых случаях дислокации могут быть непосредственно связаны с процессом субдукции, а в других случаях — преимущественно с тепловыми эффектами и с вертикальными движениями под действием силы тяжести, которые косвенно стимулируются субдукцией. Внутри геосинклинального пояса могут возникать локальные горячие точки, вызывая гравитационное всплывание и диапировое «грибообразное» разрастание гнейсовых тел или внедрение расплавленного вещества в виде батолитов. В результате теплового расширения, развития куполов и изостатического выравнивания могут возникать ундации или линейные поднятия. Тектонические движения третьего порядка включают гравитационное расползание или скольжение (или то и другое) супракрустальных пород; оба процесса приводят к образованию надвигов. Среди более мелких тектонических проявлений — образование каскадных и растянутых складок, перемещение скользящих пластин небольшой мощности, сползающих с локальных поднятий, и, наконец, отложение материала оползней.

Суть представлений, выраженных в этой статье, заключается в том, что область батолита Айдахо в восточной части Кордильер—это необычно утолщенный, нагретый и высоко поднятый участок земной коры и что специфические структуры на востоке могут быть связаны с его развитием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson A. L.*, Geology and mineral resources of the North Fork quadrangle, Lemhi County, Idaho, Idaho Bur. Mines Geol. Pamphlet 118, 92, p., 1959.
2. *Armstrong R. L.*, Sevier orogenic belt in Nevada and Utah, Geol. Soc. Am. Bull., 79, pp. 429—458, 1968.
3. *Armstrong R. L., Hansen E.*, Cordilleran infrastructure in the eastern Great Basin, Am. J. Sci., 264, pp. 112—127, 1966.
4. *Axelrod D. I.*, Tertiary floras and topographic history of the Snake River Basin, Idaho, Geol. Soc. Am. Bull., 79, pp. 713—734, 1968.
5. *Bally A. W., Gordy P. L., Stewart G. A.*, Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains, Can. Petrol. Geol. Bull., 14, pp. 337—381, 1966.
6. *Beutner E. C.*, Reverse gravitative movement on earlier overthrusts, Lemhi Range, Idaho, Geol. Soc. Am. Bull., 83, pp. 839—846, 1972.
7. *Billingsley P., Locke A.*, Structure of ore districts in the continental framework, New York, Am. Inst. Mining Metall. Engs., 51, p., 1939.
8. *Dover J. H.*, Bedrock geology of the Pioneer Mountains, Blaine and Custer Counties, central Idaho, Idaho Bur. Mines Geol. Pamphlet 142, 66 p., 1969.
9. *Eardley A. J.*, Structural geology of North America, New York, Harper and Row, 1962.
10. *Goguel J.*, Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 11, pp. 153—164, 1969.
11. *Harrison J. E.*, Precambrian Belt basin of northwestern United States: Its geometry, sedimentation, and copper occurrences, Geol. Soc. Am. Bull., 83, pp. 1215—1240, 1972.
12. *Harrison J. E., Campbell A. B.*, Correlations and problems in Belt Series stratigraphy, northern Idaho and western Montana, Geol. Soc. Am. Bull., 74, pp. 1413—1428, 1963.
13. *Hietanen A.*, Metamorphic facies and style of folding in the Belt Series northwest of the Idaho Batholith, Bull. Comm. Géol. Finlande, № 196, pp. 73—103, 1961.
14. *Kanasewich E. R.*, Deep crustal structure under the Plains and Rocky Mountains, Can. J. Earth Sci., 3, pp. 937—954, 1966.
15. *Kehle R. O.*, Analysis of gravity sliding and orogenic translation, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 1641—1664, 1970.
16. *Langton C. M.*, Geology of the northeast part of the Idaho Batholith and adjacent region in Montana, Journ. Geol., 43, pp. 27—60, 1935.
17. *Larsen E. S., Jr., Gottfried D., Jaffe H. W., Waring C. L.*, Lead-alpha ages of the Mesozoic batholiths of western North America, U. S. Geol. Survey Bull. 1070-*B*, pp. 35—62, 1958.
18. *M'Gonigle J. W.*, Structure of the Maiden Peak area, Montana — Idaho, Ph. D. thesis, Pennsylvania State University, University Park, 146 p., 1965.
19. *McDowell F. W., Kulp J. L.*, Potassiumargon dating of the Idaho Batholith, Geol. Soc. Am. Bull., 80, pp. 2379—2382, 1969.
20. *McGill G. E.*, Geologic map of the northwest flank of the Flint Creek Range, western Montana, Montana Bur. Mines. Geol. Spec. Publ. 8 (map sheet), 1959.
21. *Maxwell D. T., Hower J.*, High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series, Am. Mineralogist, 52, pp. 843—857, 1967.
22. *Mudge M. R.*, Geologic map of the Pretty Prarie quadrangle, Lewis and Clark County, Idaho, U. S. Geol. Survey Geol., Quad. Map *GQ*-454, 1966a.
23. *Mudge M. R.*, Geologic Map of the Petricks Basin Quadrangle, Teton, and Lewis and Clark Counties, Montana, U. S. Geol. Survey Geol. Quad. Map. *GQ*-453, 1966b.
24. *Mudge M. R.*, Origin of the disturbed belt in northwestern Montana, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 377—392, 1970a.
25. *Mudge M. R.*, Origin of the disturbed belt in northwestern Montana, A reply, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 3793—3794, 1970b.
26. *Mudge M. R., Sheppard R. A.*, Provenance of igneous rocks in Cretacous conglomerates in northwestern Montana, in: Geological Survey Research 1968, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 600-*D*, pp. D137—D146, 1968.
27. *Price R. A.*, Gravitational sliding and the foreland thrust and fold belt of the North American Cordillera, Discussion, Geol. Soc. Am. Bull., 82, pp. 1133—1138, 1971a.
28. *Price R. A.*, convenor, The foreland fold and trust belt of the North American Cordillera, Symposium, Geol. Soc. Am. Progr. 24th Ann. Meeting Rocky Mountain Section, pp. 370—371, 373—375, 377—378, 398—399, 400—401, 404—405, 408—409, 411, 415, 416, 1971b.
29. *Price R. A.*, Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies (см. статью на стр. 477 настоящего сборника).
30. *Price R. A., Mountjoy E. W.*, Geologic structure of the Canadian Rock Mountains between Bow and Athabasca Rivers — A progress report, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 6, pp. 7—25, 1970.
31. *Rapson J. E.*, Petrography and derivation of Jurassic — Cretaceous clastic rocks, southern Rocky Mountains, Canada, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 49, pp. 1426—1452, 1965.

32. *Reid R. R., Greenwood W. R.*, Multiple deformation and associated progressive metamorphism in the Beltian rocks north of the Idaho Batholith, U.S.A., Int. Geol. Cong., Rept. 23rd Session (Prague), pp. 122—123, 1968.
33. *Reid R. R., Greenwood W. R.*, Morrison D. A., Precambrian metamorphism of the Belt Supergroup in Idaho, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 915—918, 1970.
34. *Roberts R. J., Crittenden M. D.*, Orogenic mechanisms, Sevier orogenic belt, Nevada and Utah (см. статью на стр. 401 настоящего сборника).
35. *Ryder R. T., Ames H. T.*, The palynology and age of the Beaverhead Formation, Montana — Idaho, and their paleotectonic implications in the Lima region, Montana — Idaho, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54, pp. 1155—1171, 1970.
36. *Ryder R. T., Scholten R.*, Syntectonic conglomerates in southwestern Montana, Their nature, origin, and tectonic significance, Geol. Soc. Am. Bull., 84, pp. 773—796, 1973.
37. *Scholten R.*, Structural framework and oil potential of extreme southwestern Montana, Montana Geol. Soc. Guidebook, № 18, pp. 7—19, 1967.
38. *Scholten R.*, Model for evolution of Rocky Mountains east of the Idaho Batholith, Tectonophysics, 6, pp. 109—126, 1968.
39. *Scholten R.*, Origin of the disturbed belt in northwestern Montana, A discussion, Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 3789—3792, 1970.
40. *Scholten R., Keenmon K. A., Kupsch W. O.*, Geology of the Lima region, southwestern Montana and adjacent Idaho, Geol. Soc. Am. Bull., 66, pp. 345—404, 1955.
41. *Scholten R., Ramspott L. D.*, Tectonic mechanism indicated by structural framework of central Beaverhead Range, Idaho — Montana, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 104, 71 p., 1968.
42. *Schuiling R. D.*, Active role of continents in tectonic evolution — Geothermal models (см. статью на стр. 57 настоящего сборника).
43. *Shockey P. N.*, Reconnaissance geology of the Leesburg quadrangle, Lemhi County, Idaho, Idaho Bur. Mines Geol. Pamphlet 113, 42 p., 1957.
44. *Sloss L. L.*, Paleozoic sedimentation in Montana area, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 34, pp. 423—451, 1950.
45. *Smith J. G.*, Fundamental transcurrent faulting in northern Rocky Mountains, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 49, pp. 1398—1409, 1965.
46. *Van Bemmelen R. W.*, Der gegenwärtige Stand der Undationstheorie, Mitt. Geol. Gesellsch. Wien, 57, pp. 379—399, 1964.
47. *Van Bemmelen R. W.*, Stockwerktektonik sensu lato, in: Etages Tectoniques, Wegmann Symposium, Univ. Neuchâtel, pp. 19—40, 1966.
48. *Van Bemmelen R. W.*, The importance of the geonomic dimensions for geodynamic concepts, Earth Sci. Rev., 3, pp. 79—110, 1967.
49. *Wallace R. E., Griggs A. B., Hobbs S. W.*, Tectonic setting of the Coeur d'Alene district, Idaho, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 400*B*, pp. 25—27, 1960.

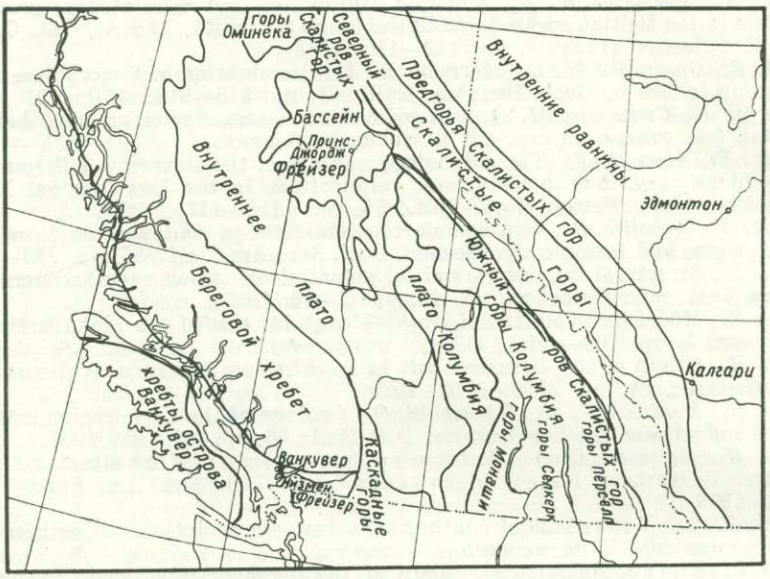
ТЕЧЕНИЕ БОЛЬШИХ МАСС СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ПОРОД ПОД ДЕЙСТВИЕМ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОКАНАДСКИХ СКАЛИСТЫХ ГОР) [1]

Р. Прайс[2]

Канадские Скалистые горы — ряд протяженных хребтов, которые возвышаются над высокой западной частью Внутренних равнин,— являются четко выделяющейся, но относительно узкой физико-географической провин-

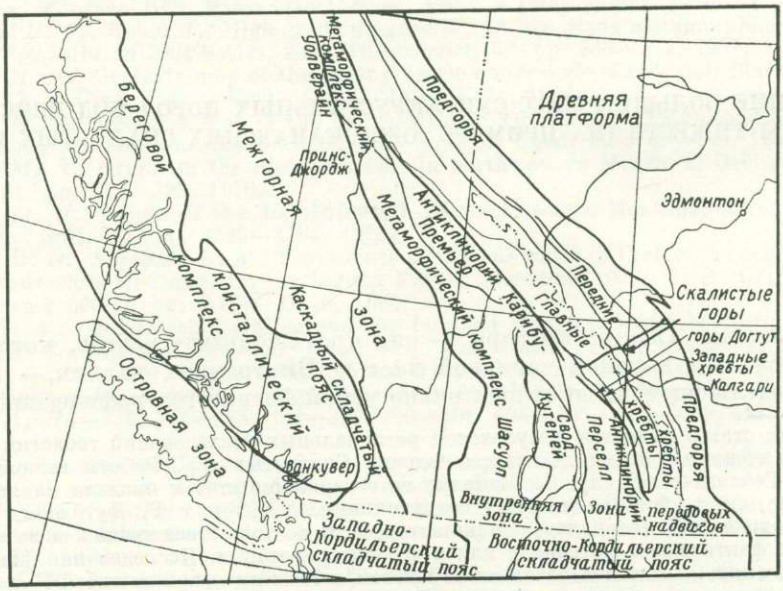
[1] Эта статья является результатом региональных исследований геологии коренных пород на обширной площади южноканадских Скалистых гор. Работы выполнялись по заданию Геологической службы Канады; на содержание статьи оказали влияние многочисленные обсуждения со многими сотрудниками, особенно с Р. Дугласом, Г. Личем, Э. Маунтджоем и Д. Норрисом, однако автор несет полную ответственность за какие-либо ошибки в фактическом материале или в его интерпретации. Исследования финансировались Национальным исследовательским советом и Геологической службой Канады.

[2] Факультет геологических наук, Королевский университет, Кингстон, провинция Онтарио, Канада.



Фиг. 1. Физико-географические подразделения южноканадских Кордильер.

цией внутри горной системы Кордильер. Они располагаются к северо-востоку от рва Скалистых гор (фиг. 1). Эта физико-географическая провинция в общем совпадает со своеобразной структурной провинцией, для которой характерны пологие надвиги и поверхностная складчатость в отчетливо слоистых, но почти не метаморфизованных осадочных породах платформенного или «миогеосинклинального» типа. Структурная провинция образует передовую зону складок и надвигов вдоль внешней окраины Восточно-Кордильерского складчатого пояса (фиг. 2), одного из двух сильно дислоцированных складчатых поясов в пределах южноканадских Кордильер, ядра которых сложены метаморфическими и интрузивными породами.



Фиг. 2. Структурные подразделения южноканадских Кордильер.

Складчатые пояса разделены более слабо дислоцированной и в целом менее приподнятой областью — Межгорной зоной [21].

Хотя южноканадские Скалистые горы охватывают лишь внешнюю часть одного из этих двух соседних складчатых поясов, они тем не менее являются представительным отрезком почти непрерывного складчато-надвигового пояса, протягивающегося на всю длину Кордильер, на расстояние около 6500 км, от северной Аляски через западную Канаду и северо-запад США в пределы юго-восточной Калифорнии [13]. Кроме того, поскольку по своему происхождению они связаны с остальными частями южноканадских Кордильер, то изучение истории тектонического развития южноканадских Скалистых гор требует известного знакомства с особенностями тектонического развития всей системы в целом [17], а также с образованием складчато-надвигового пояса в других частях Кордильер Северной Америки.

К главным особенностям геологической структуры южноканадских Скалистых гор относят «ряд гигантских надвигов, по которым более древние образования переместились вперед и оказались в некоторых местах выше наиболее верхних слоев разреза... Весь регион рассечен множеством параллельных или почти параллельных разрывов на ряд удлиненных орографических блоков, которые были затем наклонены и вытолкнуты один над другим в виде погружающейся на запад сложной гомоклинали... Вдоль линий некоторых разрывов встречаются опрокинутые складки. Они обычно невелики и существенно не влияют на общий характер структуры. По-видимому, гигантские расколы сформировались в этом районе без значительного предварительного коробления [14, стр. 31D—33D].

Через 85 лет после того, как было составлено это четкое описание геологической структуры гор, расположенных к западу от Калгари, неизмеримо возросло количество новых данных и представлений, и этот процесс продолжается во все более нарастающем темпе. В результате систематических региональных исследований, охвативших даже наиболее удаленные горные районы, были составлены геологические карты, содержащие новые и более детальные сведения о приповерхностных структурах. Была также осуществлена обширная программа глубокого бурения и сейсморазведочных работ на газ и нефть, в результате чего к имеющимся сведениям добавились новые, и восточная часть канадских Скалистых гор стала одной из наиболее изученных надвигово-складчатых зон в мире [1].

Было предложено и принято много новых теорий. Стали считать, что дислокации приурочены к тонкой верхней оболочке. К ним были отнесены смещения по наклоненным на юго-запад поверхностям надвигов, которые выполаживаются над кровлей фундамента, сложенного докембрийскими метаморфическими и интрузивными породами. Фундамент погружается от провинции Черчилл Канадского щита под сооружение Скалистых гор [18, 12, 1]. Складки развивались в анизотропной толще слоистых осадочных пород как прямой результат смещений по «ступенчатым» надвигам, которые то следовали по слоистости, то пересекали ее [7]. Некоторые из поверхностей надвигов сами подверглись смятию в складки в результате смещения по другим надвигам в более нижних частях этого нагромождения осадочных пород [7, 8]. Образование надвигов и развитие параллельных концентрических складок шло совместно, бок о бок, как два различных, но равноценных проявления одного и того же главного процесса горизонтального сокращения и вертикального утолщения слоистой толщи [16, 5]. Новизна большинства современных представлений о геологической структуре южноканадских Скалистых гор не должна заслонять того факта, что почти все они основаны на идее, предложенной Мак-Коннелом еще в 1887 г. [14].

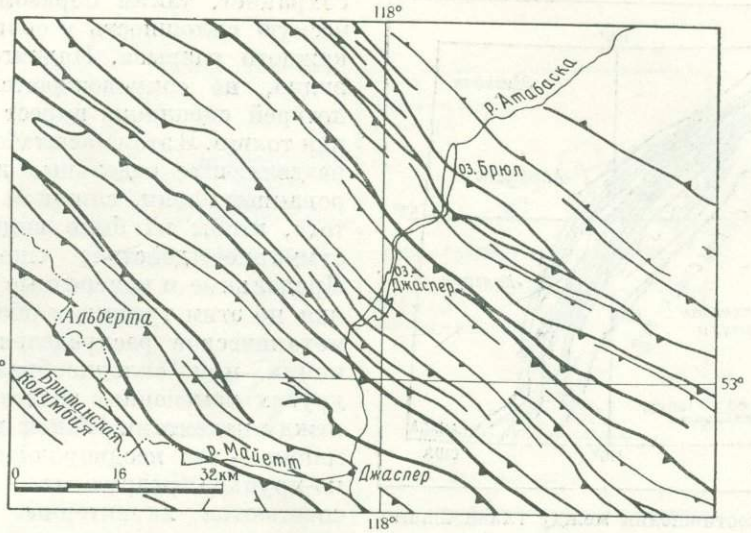
Масштаб наблюдений. Представления Мак-Коннела о морфологии и механической природе дислокаций составляют основу современных взглядов на тектоническое развитие в районе южноканадских Скалистых гор.

Изучение дислокаций проводится в понятиях хрупкого разрушения в анизотропной слоистой толще и простого поступательного или вращательного движения отдельных относительно жестких блоков или пластин пород, ограниченных надвигами, по которым они были нагромождены одна на другую подобно черепице на крыше. Представление о том, что слои между надвигами не нарушены (за исключением незначительных деформаций, связанных с развитием параллельных складок), широко распространено и было принято как основная предпосылка для построения «сбалансированных» разрезов, на которых площадь поверхности каждого слоя (и его протяженность на профиле) остается после деформации такой же, как и до нее [4]. Такое представление основано на том, что при изучении породы в небольших образцах или в шлифах обычно не обнаруживается или почти не обнаруживается свидетельств искажения формы, обусловленного внутренним течением.

На большей части южноканадских Скалистых гор в горных породах сохранились даже наиболее тонкие детали первичного облика и наиболее нежные из органических структур, хотя сами породы, очевидно, были дислоцированы (в более общем плане). В масштабе отдельного обнажения мелкие детали бросаются в глаза, и разрывы воспринимаются скорее как отчетливые поверхности скольжения, чем как зоны распределенных сколов. Видимо, именно в этом масштабе наблюдений дислокации можно считать результатом хрупкого разрушения и простого поступательного и вращательного движения твердого тела. Но этот масштаб не позволяет охватить единым взглядом Скалистые горы в целом или хотя бы одну целую надвиговую пластину. Для того чтобы понять строение более крупных объектов, надо расширить поле зрения и использовать какой-то другой масштаб наблюдений. Однако изменения этого масштаба могут иметь важные следствия для формирования наших общих представлений о природе деформации пород.

Наши представления о деформированных породах возникли в результате анализа различных моделей. Мы используем лаконичные и изящные математические модели, чтобы представить себе «упругое» и «текучее» поведение пород, правильные геометрические модели для изображения формы цилиндрических складок и достаточно неконкретные мысленные модели для выражения понятия о хрупком разрушении или пластическом течении при деформации горных пород. Выбор моделей, будь то мысленные и неопределенные или математические и точные, должен соответствовать детальности наших размышлений в данный момент. Модель, которая великолепно подходит для изображения деформации породы в одном масштабе наблюдений, может оказаться совершенно непригодной для другого масштаба [3]. Главная цель настоящей статьи сводится к тому, чтобы оценить, как влияет масштаб наблюдений на наши представления о природе геологической структуры южноканадских Скалистых гор в целом, а также к тому, чтобы проанализировать получаемые выводы и установить, какую роль играет сила тяжести в развитии этой структуры. Для достижения этих целей необходимо отбросить традиционный взгляд, который еще со времен Мак-Коннела фокусировался на отдельном обнажении или на отдельной чешуе и «отступить» от обнажения, чтобы рассмотреть южноканадские Скалистые горы как нечто цельное. Главное внимание должно быть перенесено с моделей, опирающихся на отдельные небольшие геологические тела и на фрагменты конкретных надвигов, на модели, которые представляют большие массы пород и отражают общее поведение большого количества отдельных надвигов.

Геологическое строение. Осадочная супраструктура южноканадских Скалистых гор в разрезе представляет собой клин отчетливо слоистых и крайне анизотропных пород. Острие его направлено на северо-восток. Эти породы были содраны с поверхности пассивного и ненарушенного разломами фундамента, сложенного метаморфическими и интрузивными образования-

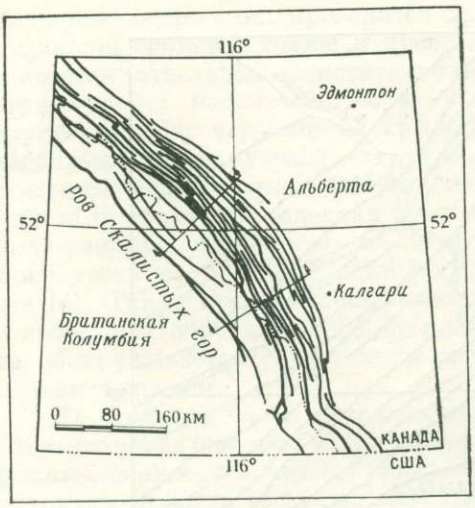


Фиг. 3. Соотношения между надвигами в окрестностях Джаспера, провинции Альберта. Треугольниками показано надвинутое крыло. Главные разломы проведены жирными линиями.

ми, и перемещены на северо-восток вверх по поверхности фундамента на окраину Северо-Американской платформы. Площадь, которую занимали эти породы, сократилась более чем на 200 км и соответственно их мощность увеличилась за счет перемещений, достигавших нескольких десятков километров, вдоль поверхностей надвигов, погружающихся в основном на юго-запад [18, 1, 17]. Верхние крылья таких разрывов были относительно смещены к северо-востоку и вверх. Поверхности разрывов последовательно пересекали стратиграфическую слоистость в этом направлении, обычно совпадая с поверхностями напластования на больших пространствах в связи с анизотропией, присущей толще [15]. Перемещения по надвигам постоянно включали наползание более древних пород на более молодые, повторение в вертикальной последовательности стратиграфических подразделений и утолщение клина супракрустальных пород.

В масштабе конкретного надвига наиболее заметной особенностью дислокаций является то, что полностью раздробленная масса слоистых осадочных пород остается в ином отношении существенно недеформированной и связной несмотря на значительный размер переноса по отчетливой поверхности скола. Трещины, отражающие потерю сцепления внутри такой перемещенной массы пород, распространены повсеместно. Блоки, разделенные трещинами, двигались один относительно другого упорядоченно, причем это движение включало растяжение, отмеченное жилами, сжатие, сопровождавшееся образованием стилолитов, и простой сдвиг, выразившийся в виде трещин с гладкими стенками. Хрупкое дробление является преобладающим видом деформации.

В масштабе группы крупных надвигов (фиг. 3) наиболее заметная особенность дислокаций — изменение вида смещений вдоль каждого из рассматриваемых надвигов и от одного разрыва к другому. Надвиги, подстилающие и перекрывающие друг друга по простиранию, образуют механически замкнутую систему, внутри которой величина перемещения распределена между отдельными разрывами неравномерно и меняется от места к месту [8, 16]. Смещение по каждому отдельному надвигу может быстро уменьшаться по простиранию, но тогда оно пропорционально увеличивается по соседним надвигам, а общее смещение для всей группы остается сравнительно постоянным. Все надвиги оканчиваются внутри данной горной массы, которая



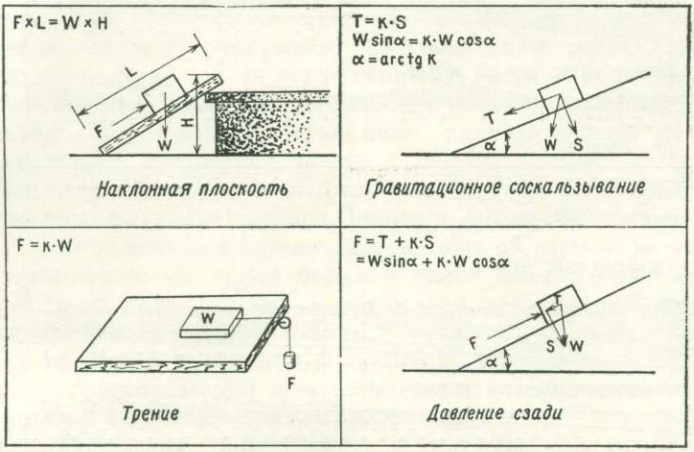
Фиг. 4. Соотношения между главнейшими надвигами в южноканадских Скалистых орах.

Линии со стрелками показывают положение структурных разрезов, изображенных на фиг. 7.

сохраняет, таким образом, механическую сплошность у обоих концов каждого разрыва. Надвигание, очевидно, не сопровождается полной потерей сцепления вкрест простирания толщи. В этом масштабе трещины, разделяющие отдельные недеформированные блоки, слишком малы для того, чтобы их было видно, но их суммарное действие еще заметно. Продольные и поперечные перемещения по этим трещинам обеспечивают механическое распределение деформации при складкообразовании и других изменениях залегания пород между надвигами. Такой вид деформации — это неоднородное пластично-хрупкое разрушение, в котором сочетаются характерные особенности внутреннего течения и более или менее хрупкого скалывания.

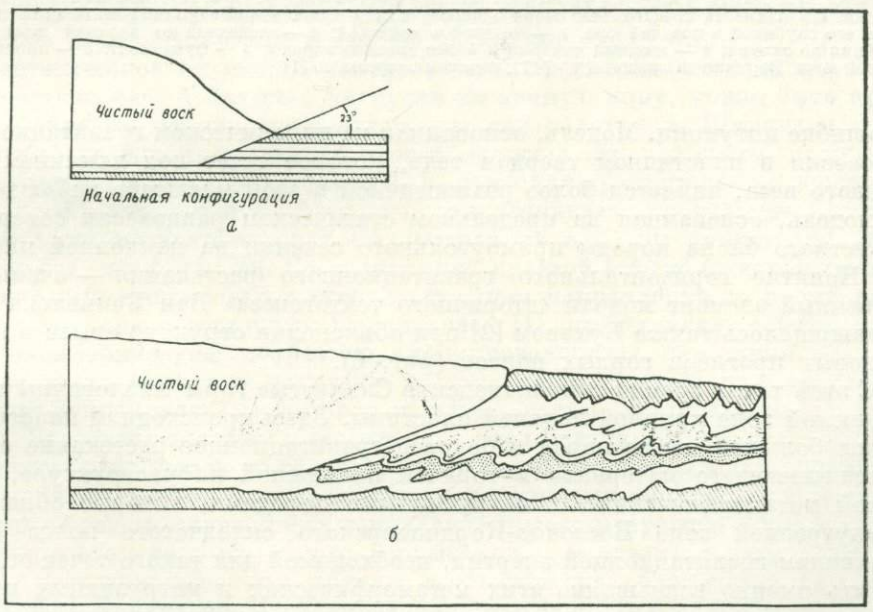
В масштабе канадских Скалистых гор в целом (фиг. 4) наиболее заметная сторона дислокаций — полное изменение формы выклинивающейся к северо-востоку толщи супракрустальных пород; кроме того, площадь, занятая даже крупнейшим из надвигов, мала по сравнению с общей площадью южноканадских Скалистых гор. Клин пород верхней части коры шириной более 370 км и мощностью свыше 15 км был сжат в горизонтальном направлении больше, чем на 50% (до 170 км) и пропорционально утолщен [17]. Такое изменение формы большой массы породы, достигаемое без потери сцепления вкрест простирания толщи, представляет собой тип проникающего пластичного течения. Крупные внутренние смещения вкрест простирания пояса являются общим результатом более мелких составляющих смещений, распределенных упорядоченно по отдельным прерывистым поверхностям скольжения. Эти поверхности — механически замкнутая система надвигов, которые частично перекрывают и подставляют друг друга по простиранию и сконцентрированы исключительно в пределах толщи пород верхней части коры или могут также объединяться с зоной срыва, проходящей над поверхностью фундамента. Породы верхних частей коры перетекали на северо-восток вверх по наклонной поверхности фундамента за пределы Кордильер на окраину Северо-Американской платформы.

Гравитационное течение пород верхних частей коры. Идея, согласно которой надвигообразование может быть составной частью более общего процесса бокового течения в породах верхних частей коры, позволяет по-иному взглянуть на проблему существования простой фундаментальной зависимости между силой тяжести и образованием пологих надвигов. Гипотеза гравитационного скольжения, наиболее популярного примера такой зависимости, возникает из известной мысленной модели, в основу которой положено представление о трении при скольжении жесткого прямоугольного блока по наклонной плоскости (фиг. 5). Изящными теоретическими расчетами установлены главные принципы этого процесса [9, 11, 10]. Существует ряд несомненных природных примеров этого явления, но данные региональной геологии определенно указывают на то, что большинство поверхностей пологих надвигов повсюду наклонены не в том направлении, которое необходимо для гравитационного течения. Эта загадка может быть приписана скорее неподходящему выбору мысленных моделей для анализа явления,



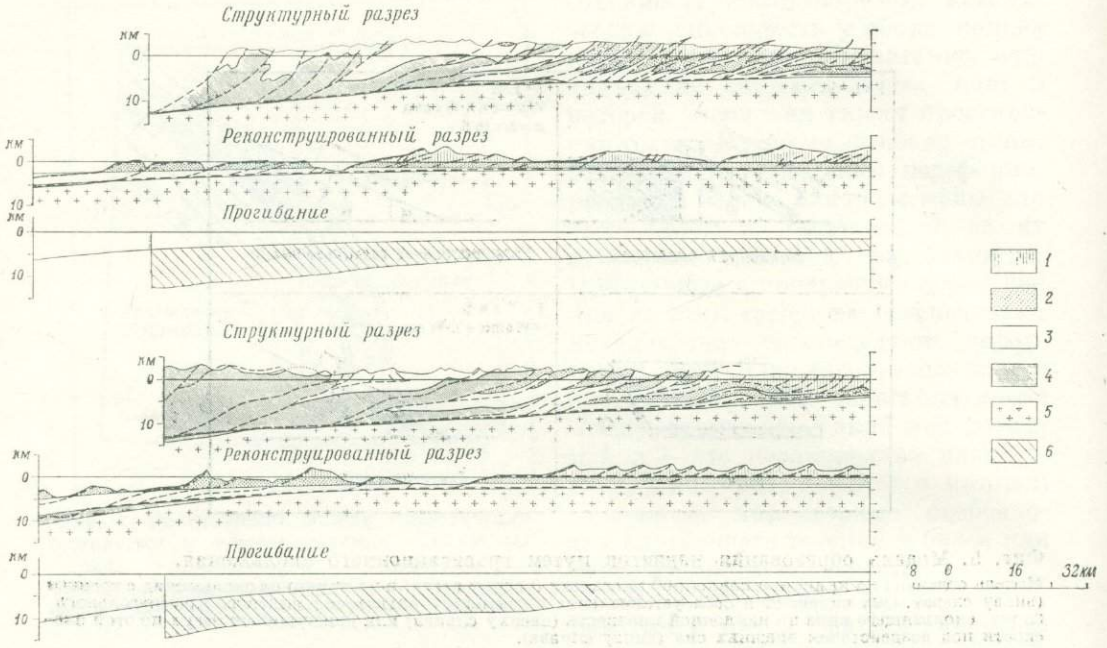
Фиг. 5. Модель образования надвигов путем гравитационного скольжения.

Модель основана на принципе наклонной плоскости (вверху слева) и на принципе скольжения с трением (внизу слева). Она включает в себя установление предельного равновесия жесткого прямоугольного блока, скользящего вниз по наклонной плоскости (вверху справа) или движущегося вверх по этой плоскости под воздействием внешних сил (внизу справа).



Фиг. 6. Модель горизонтального сжатия пород верхней части коры, обусловленного гравитационным растеканием.

а — структура, возникающая при твердом течении в слоях швейного воска, перемежающихся со слоями жира, и связанная с растеканием блока воска [2, фиг. 1]; *б* — срыв, вызванный гравитационным растеканием.



Фиг. 7. Зависимость между увеличением мощности пород верхней части коры и прогибанием фундамента в южноканадских Скалистых горах.

Верхний и нижний разрезы построены соответственно по северной и южной линиям, показанным на фиг. 4. Реконструированные разрезы отнесены к уровню моря до тектонической перестройки, установленному по переходу от морских к континентальным фациям поздней юры. Прогибание ненарушенной поверхности фундамента представляет собой разность между современной глубиной залегания фундамента и его глубиной в поздней юре. *1* — мезозой и кайнозой; *2* — от девона до верхней юры; *3* — от кембрия до силура; *4* — нижний кембрий и более древние породы; *5* — фундамент; *6* — прогибание с поздней юры Верхние два разреза по [17], нижние разрезы по [1]

чем ошибке интуиции. Модель, основанная на динамическом гравитационном равновесии в пластичном твердом теле, которое течет под влиянием собственного веса, является более реалистичной в этом масштабе наблюдений, чем модель, основанная на предельном статическом равновесии совершенно жесткого блока породы прямоугольного сечения на наклонной плоскости. Понятие горизонтального гравитационного растекания — очень существенный элемент модели «вторичного тектогенеза» Ван Беммелена [19]; оно защищалось также Бухером [2] при объяснении структур срыва в зонах передовых прогибов горных поясов (фиг. 6).

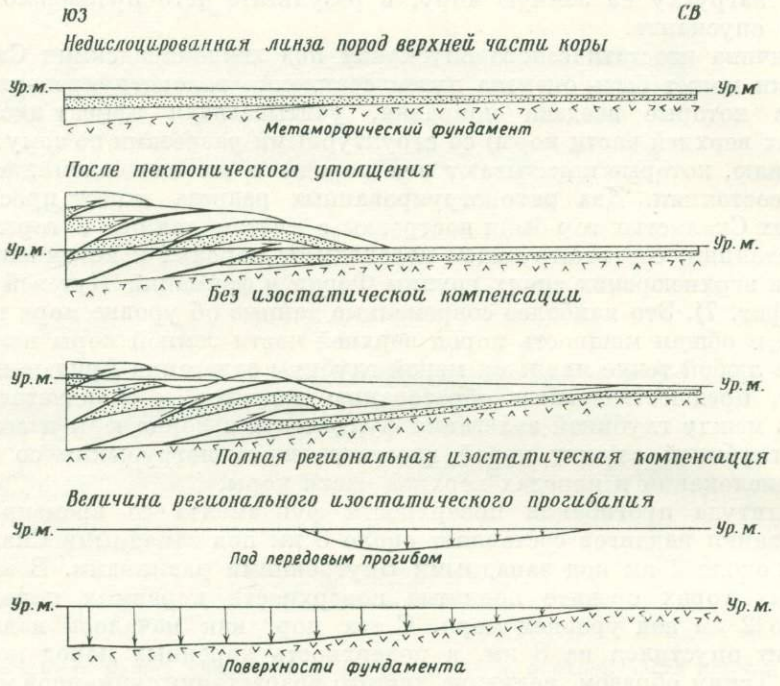
С этой точки зрения южноканадские Скалистые горы аналогичны периферической зоне крупной ледяной пластины. Здесь происходили пластичное течение большой массы пород и боковое гравитационное растекание от зоны всплывающего материала в горячей подвижной инфраструктуре, сложенной метаморфическими и интрузивными породами, которые обнажены во внутренней зоне Восточно-Кордильерского складчатого пояса [17]. Источником гравитационной энергии, необходимой для такого течения, могло быть именно всплывание этих метаморфических и интрузивных пород. Течение было вызвано наклоном поверхности супракрустальных пород на северо-восток, а не наклоном фундамента под ними. Смещения, вызванные силой тяжести, происходили несмотря на наклон поверхности нижележащего фундамента, а не благодаря ему. Такая ситуация аналогична течению плейстоценовых ледников вверх по поверхности коренных пород почти от уровня моря в окрестностях Гудзонова залива вплоть до истоков реки Миссисипи. Точно так же, как в случае с плейстоценовыми ледниками, рассматриваемый нами процесс бокового гравитационного течения вызвал дополни-

тельную нагрузку на земную кору, в результате чего произошло изостатическое опускание.

Величина изостатического опускания под южноканадскими Скалистыми горами может быть оценена путем сравнения реконструированных разрезов (в которые введена поправка, учитывающая эффект дислокаций в породах верхней части коры) со структурными разрезами по тому же самому профилю, которые показывают эти породы в их нынешнем дислоцированном состоянии. Два реконструированных разреза вкрест простирания канадских Скалистых гор были построены с учетом данных о горизонтальном расстоянии, соответствующем переходу от морских к континентальным фациям в верхнеюрских слоях группы Ферни и формаций Кутеней и Никенессин (фиг. 7). Это наиболее современные данные об уровне моря по всему региону, и общая мощность пород верхней части земной коры ниже этого уровня в любой точке является мерой глубины залегания фундамента в положении, предшествовавшем образованию надвигов и складчатости [17]. Разность между глубиной залегания фундамента в конце юры и его современной глубиной служит мерой изостатического погружения со времени начала дислокации в породах верхней части коры.

Амплитуда прогибания поверхности фундамента со времени начала формирования надвигов составляет около 8 км под западными Скалистыми горами и около 2 км под западными Внутренними равнинами. В западных Скалистых горах среднее поднятие поверхности коренных пород равно примерно 2 км над уровнем моря. С тех пор, как началось надвигание, фундамент опустился на 8 км, а поверхность коренных пород поднялась на 2 км. Таким образом, величина чистого возрастания суммарной мощности земной коры в этом районе измеряется 10 км, и это увеличение мощности коры произошло за счет прироста в верхней ее части. Прогибание составляет около 80% общего увеличения мощности, что соответствует отношению плотностей пород верхней части коры и мантии около 0,8.

Изостатическое опускание, которое выходит далеко за пределы площади действия любой большой нагрузки на земную кору, может быть приписано упругому искривлению литосферы под нагрузкой. Ширина и глубина периферической депрессии может зависеть от величины нагрузки и эффективной гибкости литосферы. Так, даже для сравнительно умеренной нагрузки, обусловленной плейстоценовыми ледниками, прогибание распространяется на несколько сотен километров за пределы территории, где действует эта нагрузка [20]. Соответственно краевой прогиб (экзогеосинклиналь), который мигрировал в северо-восточном направлении во время развития дислокаций в восточных Кордильерах [1], представлял собой, очевидно, периферическую депрессию, сформировавшуюся под влиянием изостатических сил в ответ на нагрузку, приложенную к литосфере в результате течения супракрустальных пород на северо-восток, в сторону платформы (фиг. 8). Это имело важные тектонические последствия. Такая похожая на ров депрессия являлась эффективной ловушкой для накопления терригенного материала, который постоянно, но с перерывами смывался с Кордильер. Таким образом, опускание и заполнение краевого прогиба было косвенным результатом того же самого всплывания и горизонтального гравитационного растекания, которое привело к образованию обломочного материала в пределах Кордильер. Цепь зависящих друг от друга процессов: всплывание в инфраструктуре внутренней зоны, сложенной метаморфическими и интрузивными породами, гравитационное растекание, захватившее соседние супракрустальные породы, изостатическое проседание окраины платформы под этой нагрузкой и накопление обломочного материала, смытого из внутренних зон в эту внешнюю по отношению к Кордильерам ловушку,— подчеркивает определяющую роль силы тяжести на всех стадиях развития складчатых поясов этого типа.



Фиг. 8. Тектоническое утолщение пачки пород верхней части коры, изостазия и возникновение мигрирующего передового прогиба.

Схематически показанные зависимости основаны на предположении, что изостатическое прогибание распространяется за пределы действия нагрузки, производимой верхней частью коры (ввиду жесткости литосферы на изгиб). Ур. м. — уровень моря.

Свидетельства колебания темпа осадконакопления, перемежавшегося с размывом, запечатленные в линзовидном теле обломочных пород краевого прогиба, представляют собой весьма чувствительный инструмент для установления изменений интенсивности дислокаций в пределах всего складчатого пояса. Отставание изостатического выравнивания от изменения нагрузки в верхней части коры в геологическом масштабе времени очень мало́. Гравитационное растекание, которое усиливалось при каждом ускорении темпа всплывания в ядре складчатого пояса, вызывало пропорциональное и почти одновременное погружение краевого прогиба, где часть из вновь образовавшегося и смытого обломочного материала немедленно переоткладывалась. Таким образом, интервалы ускорения проседания и осадконакопления в краевом прогибе соответствуют периодам интенсивных дислокаций в складчатом поясе и наоборот, периоды «затухания» осадконакопления в краевом прогибе свидетельствуют об относительном тектоническом покое в складчатом поясе. Следовательно, в противоположность распространенному убеждению, несогласия в толще обломочных пород краевого прогиба отмечают не этапы наиболее интенсивных дислокаций в складчатом поясе, а наоборот, периоды ослабления тектонического процесса. В этой связи стоит отметить, что в ядре Восточно-Кордильерского складчатого пояса, сложенном интрузивными и метаморфическими породами, время максимального поднятия, как установлено многочисленными определениями возраста этих пород K/Ar-методом, очень тесно коррелируется со временем максимального осадконакопления в краевом прогибе [1].

Причины гравитационной неустойчивости, вызывающей всплывание материала во внутренней зоне, надо искать путем более общих наблюдений.

Если они являются следствием сближения плит литосферы [6], то можно считать, что свидетельства взаимодействия между ними зафиксированы в терригенных отложениях краевого прогиба.

Выводы. Хотя формирование отдельных структур в южноканадских Скалистых горах может быть вызвано хрупким дроблением в неоднородной слоистой массе супракрустальных пород и простым поступательным и вращательным движением отдельных относительно жестких блоков или пластин пород по поверхностям надвигов, для структуры в целом это не характерно. В масштабе наблюдений, охватывающем сразу всю площадь южноканадских Скалистых гор, дислокации представляются обширным изменением формы пластов без потери сцепления. Таким образом, это вид пластического течения, при котором смещения распределены в огромном количестве правильно сгруппированных и перекрывающих друг друга поверхностей скольжения, причем каждая из них оканчивается в пределах деформированной массы.

Сила тяжести была главным фактором на всех стадиях развития этих дислокаций. Течение супракрустальных пород вверх на северо-восток, на окраину платформы, является результатом гравитационного растекания от зоны всплывания метаморфического и магматического материала инфраструктуры в ядре Восточно-Кордильерского складчатого пояса. Фундамент прогибался под возрастающей нагрузкой пород верхней части коры, перетекающих на северо-восток, и мигрирующий передовой прогиб (экзогеосинклиналь), который возник в связи с изостатическим погружением фундамента перед наступающим фронтом дислокаций, служил бассейном накопления терригенного материала, сносимого эрозией с Кордильер. Неравномерность осадконакопления в краевом прогибе свидетельствует о неравномерности орогенического процесса во всем Восточно-Кордильерском складчатом поясе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bally A. W., Gordy P. L., Stewart G. A.*, Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains, Bull. Can. Petrol. Geol., **14**, pp. 337—381, 1966.
2. *Bucher W. H.*, The role of gravity in orogenesis, Geol. Soc. Am. Bull., **67**, pp. 1295—1318, 1956.
3. *Carey S. W.*, Scale of geotectonic phenomena, Journ. Geol. Soc. India, **3**, pp. 95—105, 1962.
4. *Dahlstrom C. D. A.*, Balanced cross sections, Can. Journ. Earth Sci., **6**, pp. 743—757, 1969.
5. *Dahlstrom C. D. A.*, Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains, Bull., Can. Petrol. Geol., **18**, pp. 332—406, 1970.
6. *Dewey J. F., Bird J. M.*, Mountain belts and the new global tectonics, Journ. Geophys. Res., **75**, pp. 2625—2647, 1970.
7. *Douglas R. J. W.*, Callum Creek, Langford Greek, and Gap map-areas, Alberta, Geol. Survey Can. Mem. 255, 124 p., 1950.
8. *Douglas R. J. W.*, Mount Head map-area, Alberta, Geol. Survey Can. Mem. 291, 241, p., 1958.
9. *Hafner W.*, Stress distribution and faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **62**, pp. 373—398, 1951.
10. *Hsü K. J.*, Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and landsliding, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, pp. 927—952, 1969.
11. *Hubbert M. K., Rubey W. W.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I, Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, pp. 115—166, 1959.
12. *Keating L. F.*, Exploration in the Canadian Rockies an oothills, Can. Journ. Earth Sci., **3**, pp. 713—723, 1966.
13. *King P. B.*, Tectonic map of North America, Washingto n, D. C., U. S., Geol. Survey, 1969.
14. *McConnell R. G.*, Report on the geological features of a portion of the Rocky Mountains, accompanied by a section measured near the 51st Parallel, Geol. Survey Can. Ann. Rept., N. S., II, 1886, Report D., pp. 1D—41D, 1887.

15. *Price R. A.*, Flathead map-area, British Columbia and Alberta, Geol. Survey Can. Mem. 336, 221 p., 1965.
16. *Price R. A.*, The tectonic significance of mesoscopic subfabrics in the southern Canadian Rocky Mountains of Alberta and British Columbia, Can. Journ. Earth Sci., 4, pp. 39—70, 1967.
17. *Price R. A., Mountjoy E. W.*, Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca Rivers — A progress report, in: *Wheeler J. O.*, ed., Structure of the Southern Canadian Cordillera, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper, № 6, pp. 8—25, 1970.
18. *Shaw E. W.*, Canadian Rockies in time and space, in: *Childs O. E., Beebe B. W.*, eds., Backbone of the Americas, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 2, pp. 231—242, 1963.
19. *Van Bemmelen R. W.*, New views on East-Alpine orogenesis, Int. Geol. Cong., Rept., 21st Session (Norden), Pt. XVII, pp. 99—116, 1960.
20. *Walcott R. I.*, Isostatic response to loading of the crust in Canada, Can Journ. Earth Sci., 7, pp. 716—727, 1970.
21. *Wheeler J. O.*, Introduction, in: *Wheeler J. O.*, ed., Structure of the Southern Canadian Cordillera, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper, № 6, pp. 1—5, 1970.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аарский массив 113, 225, 235, 238, 249, 252
Авалон, платформа 307, 310, 315
— пояс 317, 320
Авалонская эпоха диастрофизма 307
Австро-Альпийская зона 145, 187, 197, 203, 207, 236, 257, 466, 468
— плита 268
— система 256—260
Австро-Альпийские корни 243
— покровы 11, 144, 148, 151, 208, 212, 213, 237, 239, 242—247, 258, 259, 262—264, 266—268, 270
— фации 264
Австро-Альпийский блок 268
— фронт 268
— чехол 257, 259
Австро-Альпийское основание 257, 262
Адамелло, батолит 235, 243, 257
Адана, впадина 288, 290
Адирондак, массив 324
Адриатический бассейн 14, 281
— клон 195
Айдахо, батолит 19, 305, 410, 461—475
Акадская эпоха диастрофизма 306
Акамас, песчаники 289, 291, 295, 296, 299
— плутон 290—293, 297, 298, 300, 301
— синклиналь 298
— тектоническое окно 289, 296
Аквитанская тектоническая фаза 190
Алеутская дуга 275
Аллеганская фаза складчатости 306, 346, 349, 350
Аллохтон Южных Известняковых Апеннин 170
Альберезе, флиш 170, 180
Альпиды 142, 181, 257
Альпийская геосинклиналь 141, 151, 196, 239
— зона 62, 89, 141, 196, 204, 208, 234, 242, 252, 262, 281
— система 14, 62
Альпийские горные цепи 14, 41, 147
— дуги 168
— покровы 145, 196, 202, 259, 266
— структуры 253, 278
Альпийский комплекс фундамента 416
— прогиб 199
Альпийско-Карпатский пояс 268
Амаргоса, надвиг 397, 398
— хаос 398
Амбрён, впадина 204
— песчаники 203, 205, 206
— покров 196, 202, 206
— тектоническое полуокно 202
— флиш 202, 203
Амбрён — Ибэй, впадина 206
— — покровы 202, 204
Амден, сланцы 239
Американская плита 304, 307
Анзенде, покров 199, 212
Анно, песчаники 205
Антитаксиальный рост волокнистых кристаллов 92, 93
— термин 92
Антлер, складчатый пояс 302, 304, 405, 407, 413, 416
Антлерская эпоха складчатости 402, 404, 405, 415
Антрацитовые бассейны 340, 345—348
Анцио-Анкона, разлом 169, 172, 173
Аппалачская геосинклиналь 339, 341, 348, 350, 352
— складчатая область 323
Аппалачский ороген 356
— складчатый пояс 302, 303, 305, 306, 308
— тектонический фронт 344
Аппалачское плато 340—346
Апуанских гор автохтон 170
Апулийская платформа 181
Апулийско-Гарганская зона 179
Апулийско-Гарганский форланд 170, 178
Апулия — Монте-Гаргано, платформа 168, 174
Аравийский форланд 288
Аравийско-Индийский хребет 47
Арвей, покров 199
Аргакин, брекчия 291, 295, 300
Арджентера, массив 202, 204, 206, 208—210
Арканзас, новакулиты 361, 365
Аркома, впадина 357—360, 366, 367, 369
Ароза, зона чешуй 237, 263
Асклепион, горизонт 283
Аспромонте — Серра-Сан-Бруно, фундамент 177
Астеносфера 41, 59
Астийская фация 185
Асунсьон, формация 376, 377
Атенс, плато 357, 359, 363
Атласа форланд 168
Атока, формация 365, 367, 368
Аттико-кикладские породы 279
Аттико-Кикладский интрузивно-метаморфический комплекс 281
— кристаллический массив 67, 279, 280, 283—285
Аул-Крик, поднятие 442, 443
Африканская платформа 142, 178, 181
Африканский блок 173, 300, 301
Афродита, формация 289, 295, 297
Аэтос, группа 289, 291, 294, 297

Бабор, промежуточная зона 170, 171
Базальты плато Колумбия 304
Байкальская эпоха диастрофизма 307
Барнджем, разрыв 325, 327, 331, 332
Барро, купол 209
Барселоннет, тектоническое окно 202, 205
Бассейнов и хребтов эпоха складчатости 402, 417, 422
Баундари-Маунтин, складки 324
Бекс — Лаубхорн, покров 199, 212, 213
Белдонн, массив 208, 225
Белт, группа (супергруппа) 461, 463—465, 468, 469, 470—472
— кварциты 465
Бёльхен, туннель 227
Бениоффа зона 18, 382—384, 387
Бентон, поднятие 357, 366
— Брокен-Боу, поднятие 18, 356, 358, 359, 361—369
Берберский складчатый пояс 174
Береговая антиклиналь 324

Берегового хребта складчатость 304, 402
— — складчатый пояс 304
Береговой кристаллический комплекс 478
Береговой пояс 381, 382, 384
Береговых хребтов батолит 374, 375, 381, 383, 384
Берлингтон, блок 313, 314, 316, 318, 320
— гранодиориты 310, 311, 314
Бертут, блок 436, 437, 439, 441
— массив 437, 441
— надвиг 437
— поднятие 448, 449, 457
— разлом 436—438, 440
Бер-Хилл, древняя складка 327
Бибанская зона 171
Биверхед, конгломераты 463—465, 468, 472
— формация 465
Биг-Форк, роговики 361, 365
Биг-Хорн, впадина 434—444, 446
— доломиты 447, 449, 450, 452, 455, 459
— формация 437, 449
Бирмингем, разлом 340, 345, 346
— тектоническое окно 345
Блейкли, песчаники 361, 365
Блейрмор, формация 466
Блекхок, брекчия 454
— оползень 454
Блестящие сланцы 179, 200, 266, 281
Блестящих сланцев покров 204
Блок хребта Аул-Крик 441
— — Биг-Хорн 441
Блуберри-Маунтин, разрыв 327, 329
Блу-Ридж, провинция 307
Блэк-Маунтин, аллохтонная пластина 375, 381, 384, 385
— синклиналь 381
Бойсен, разрыв 443
Боктукола, разлом 358, 361, 363
Большой Бассейн 391—394, 421
— Сен-Бернар, покров 211
Боннская фаза складчатости 312, 313, 316, 320
Ботвуд, породы 313, 315
Боулдер, батолит 462, 463
Браданский передовой прогиб 179
Бракко, тектоническая пластина 186
— хребет 146, 186, 188, 189, 192
Брегалья, гранитоиды 235, 241, 242, 244, 245, 257
Брекчиевый покров 198, 211, 212—214, 216, 218, 221, 235, 238, 247
Бресс, грабен 224, 225
Бриансонская зона 145, 176, 196, 197, 199, 201, 202, 204—207, 211, 212
— платформа 210, 237
Бриансонские покровы 201, 205
Бриансонский пояс 239—241
— чехол 201, 212
Бриг-Кур, зона разломов 235
Бримстон-Маунтин, антиклиналь 327, 330, 332
Брокен, формация 295
Брокен-Боу, поднятие 357, 358, 361, 363
Бронсон-Хил — Баундери-Маунтин, складки 324, 328
Булог, горизонт 283
Бун-Маунтин, антиклиналь 340, 343
Бутлеггер-Коув, глины 121, 123
Бьютт, структурный трог 423, 424
Вайонт, оползень 216, 218, 219
Валисская зона 196, 197, 211
— эвгеосинклиналь 145, 148, 207, 237, 238
Валисский пояс 237, 239, 241
Валисско-Симплонских блестящих сланцев покров 211
Валь-д'Илье, тектоническое окно 247
Валь-Лаванья, глинистые сланцы 187
Ванг, толща пород 237, 239
Вануаз, массив 201
Вардар, офиолитовый пояс 279—281
Вашберг, зона 269
Вдавливание глубинное 318
Вегиталь, флиш 237, 241
Вейер, дуга 261, 262, 266
Венгерская впадина 142, 259
Верджин-Рокс, метаморфические породы 317
Веррукано, тип пород (красноцветные песчаники и конгломераты) 176, 186
Викари, зона 175, 181
Виллафранская фаза 249
Вильдхорн, покров 112—114, 212, 224, 228—230
Вильдштрубель, депрессия 112, 114, 249
Виндишгарстен, тектоническое окно 261, 262
Волокнистые кристаллы, критерии определения характера роста 102
— — механизм синтектонического образования 103
Волочение 199, 334
Восточная платформа Ньюфаундленда 307
Восточно-Африканская рифтовая система 47, 53
Восточно-Гренландский складчатый пояс 303, 308
Восточно-Европейская платформа 281
Восточно-Кордильерский складчатый пояс 478, 484, 486, 487
Восточно-Средиземноморская впадина 142
Восточно-Тихоокеанская плита 50
Восточно-Тихоокеанское поднятие 45—53, 61
Вторичный тектогенез 484
Вуд-Каньон, формация 396
Вуд-Хилс, надвиг 409
Вуринос, массив 146
Высокий Тауэрн, тектоническое окно 259, 269

Гаварни, отторженец 158, 166
— покров 15, 155, 158, 159, 163
— Монте-Пердидо, комплекс 159
Гавровская кордильера 279—281
Гайль, разлом 150
Галл, толща пород 266
Галльштатт, горизонт 284
Галльштаттские фации 284
Гандер-Бей, блок 315
Гандер-Лейк, блок 313, 315—319
— группа 315
Гандер-Ривер, пояс ультраосновных пород 316, 318—320
Гаргеллен, тектоническое окно 263
Гаспе, складки 324
Гастерн, массив 226, 230
Гельветиды 148

Гельветская зона 145, 196, 207, 210—212, 216, 223, 224, 226, 228, 230, 236, 239, 241, 247, 264, 265, 267, 268
— молассовая впадина 206
— фаза 247
— цепь 113, 224, 230
Гельветские покровы 28, 89, 90, 99, 108, 112, 113, 208, 211—213, 224, 225, 229, 230, 235, 236, 238, 239, 246—252, 256
— складки 214
— фации 264
Гельветский комплекс 248
— миогеосинклинальный шельф 239
— пояс 239, 247—249, 269
— флишевый бассейн 212
Гельветско-Дофинейская область 238
Гельминтоидного флиша покров 196, 198, 247
Генриетта — Йеллоу-Спрингс — Грейзер-Милл, разрыв 340
Геотермическая модель вертикальных движений во внутренних частях плит 62
Геосинклинальные Скалистые горы 462
Геотумор 21, 252, 285, 286
Герциниды 142, 279
Гибралтарская дуга 150
Гипотеза глубинного втягивания 276
— тонущей пластины 388
Главные оси деформации, способы определения 163
Гларус, покров 28, 235, 242
— разлом 252
— рыбные сланцы 247
Глубоководные желоба 42
Гозау, группа 236
— конгломераты 285
— формация 146, 259, 262, 267, 269
Голдсон, конгломераты 312, 319
Гондвана 270
Горда, поднятие 47
Горячая точка 472, 475
Гравитационная неустойчивость 30, 39, 40
— тектоника 11
Гравитационное оползание 387
— расплющивание 13, 18
— растекание 13, 18
— скольжение 13, 43, 45
Гран-Парадизо, массив 202
Гран-Рок-Нуар, массив 201
Гран-Сассьер, клипп 198, 201
— массив 201
Гран-Сен-Бернар, массив 235
— покров 211
Грауваккы 145
Грауваковая зона 257, 261, 262, 269
Грейт-Валли, долина 340, 344
— комплекс 374—387
— разрез 382
Гренвиллская эпоха диастрофизма 306, 313, 320
Гренландский щит 308
Грестенская зона клиппов 264
Гризониды 242
Грин-Маунтин — Саттон, антиклинорий 324, 326, 328, 338
Гринвейл-Коув, формация 327, 333, 334
Гро-Вентер, формация 447
Гров-Крик, горизонт 447, 449
Губер, песчаники 239
Гумбольдт, хребет 392

Дайковый комплекс 292
Дали, группа 289
Дан-Бланш, покров 208, 211—213, 235, 246
— Сезия, покров 246
Даннидж, блок 313—318
— меланж 17, 309—320
— разрез 312
— свита 319
Дарк-Хоул, сланцы 312
Датч-Маунтинс, надвиг 411
Движение литосферных плит 49
Деволюй, мел 208
Деволюйская фаза складчатости 237, 238
Деформация вокруг куполов 75
— конечная 89
— нарастающая 89
— определение 89
Джекфорк, песчаники 365
— формация 366
Джеферсон, формация 447
Джони, формация 396
Джонс-Вэлли, формация 358, 359, 366
Диапиризм 43, 45, 143
Дивертикуляция 199, 211
Дикий флиш 284
Дикти, комплекс покровов 282
Дилдо, разлом 314, 318
— разрез 312—314
— серия 318
Динариды 142, 146, 147, 150, 181, 257, 281, 288
Динарский клин 178
Доальпийские породы 141
Доальпийское основание 141
Дольденхорн, покров 224
Дофине, зона 145, 196
Дофинейско-Гельветские покровы 140
Дьяблере, покров 112, 113, 212, 224, 227—231
Дьябло, хребет 378
Дюкан, доломиты 260

Европейская плита 154, 161, 166, 248
— форланд 270

Жесткие массивы Срединных Предальп 200
Жестких массивов покров 197—199, 212—214, 216, 218, 221

Загван, разлом 169, 172, 173
Залива Гандер-Бей блок 315
Замещение чехла 211, 212, 227
Занфорда модель 231
Западная платформа Ньюфаундленда 307, 309—311
Западно-Альпийская дуга 150
— Пеннинская система 263
Западно-Кордильерский складчатый пояс 478
Западный пояс Ньюфаундленда 312, 313
Земмеринг, разлом 263
Зона клиппов 145
— ларамийского надвигания 422
— низких скоростей 30
Зондская дуга 48
Зульцфлю, покров 263, 267

Иберийская плита 154, 161, 166, 167
Ибэй, покровы 202

Ивреа, зона 151, 235, 238
— массив 148
Известняки с *Calpionella* 179, 185, 188
Известняковые покровы 267
Изопические зоны осадконакопления 281, 283
Изостазии принцип 276
Илердский возраст 241
Иллинойсский бассейн 359
Индиан-Айдленд, надвиг 315
Иннуитский складчатый пояс 302, 303, 308
Инсубрийская линия 242
Инсубрийский разлом 148, 150, 235, 245, 257
—хребет 186, 187
Интрателльский (пара)автохтон 170, 171
Инфра-Австро-Альпийские осадочные прогибы 268
Инфраструктура 407, 408
Ионическая впадина 142
— зона 280, 284
Ионический прогиб 279, 281, 283, 284
Ист, сброс 411
Ист-Мадрид, антиклиналь 327, 331
— формация 327, 333
Итало-Динарский блок 147, 149, 151

Йеллоустон — Абсарока, вулканические породы 435

Кабильский массив 180—182
— фундамент 171
Кабот, зона разлома 313, 317, 318
Кавестрау — Гриссшток, комплекс 226
Калабрийско-Сицилийская дуга 14, 144, 150, 151, 168
Каледониды 142
Калькогель, доломиты 260
Кальтаниссетта, впадина 170, 174, 175
Кембрия-Пайн, аллохтонная пластина 381, 382
Кампофьорито — Каммарата, зона 175
Канавезе, разлом 150
Канадий 312
Канадский щит 302, 303, 479
Караванке, разлом 150
Карбо — Марш-Крик, разлом 340, 342, 345
Карибская дуга 48
Карибу-Премьер, антиклинорий 478
Карлин, толща 402
Карлсберг, хребет 47
Карпатская дуга 150
— флишевая зона 264
Карпатский флиш 145, 264
Картер-Маунтин, оползень 453
Каскадный складчатый пояс 478
Катандзаро, зона 176
Катедрал-Клифс, формация 447, 453
Кау-Хед, группа 311
— конгломераты 311
Кеван, гравитационный покров 288, 299
Кипрский блок 288, 301
— гравитационный покров 16, 287
Кистон, грабен 442, 443
Китрея, флиш 299
Кларкс-Форк, разлом 436
Кластические дайки 450
Клин срыва 225
Клиппов зона 257, 261, 262, 264, 265
Коббс-Арм, известняки 312, 319
— разрез 312—314, 316
Коллиер, сланцы 361
Колумбийская плита 48
Комо, конгломераты 242
— моласса 241
Коннектикут Вэлли — Гаспе, складки 324
Континентальный дрейф 61
Контракционная теория 12, 401
Концепция закручивания фронтальных покровов 369
— первичного и вторичного тектогенеза 373
Кордильерская геосинклиналь 461, 463
— ортогеосинклиналь 402
Кордильерский геотектонический цикл 404
— складчатый пояс 302—305, 402, 405, 406, 412—414, 417, 434, 471
Корни гор 274
Кортез — Юинта, ось 405, 407, 416
Котьелья, покров 157—159
Коукер, ксенолиты 315
— порфириты 314, 318, 319
Краппфельд, доломиты 260
Красного моря рифт 87
Красноцветная моласса 247
Красные фации гольта 284
— чешуйчатые сланцы 187
Крейзи-Маунтин, синклиналь 435
Крендол, конгломераты 450
Кристалл-Маунтин, песчаники 361
Куимби, формация 327, 333, 334
Курильская дуга 275
Кутеней, свод 478
— формация 466, 485

Лабрадор, группа 311
Лагонегро, зона 181
Ла-Жет, флишевый покров 198
— пластина 179
— Стильяно, зона 170, 178
Лаймстон-Ридж, разрыв 340, 345
Лангедокско-Провансская зона срыва 155
Лапитос, группа 289—291, 293, 296
Ларамийский складчатый пояс 303, 305, 405
Латторфский ярус 241
Лау, котловина 49
— хребет 49
Ла-Фу, тектоническое окно 205
Лашез Байт, блок 314
Лейк-Бейсин, линеамент 467
Лепонтинские гнейсы 235, 245, 250
— покровы 243
Лерцолиты 146, 154
Лигуриды 12, 186
Лигурийская впадина внешняя 186, 188, 189
— — внутренняя 186, 188, 192
— область 144, 146, 185—188, 190, 194
— пластина внешняя 194
— — внутренняя 194
— тектоническая фаза 188, 190
— эвгеосинклиналь 144, 146, 148, 151
Лигурийские комплексы 143, 194
— пластины 193, 194
Лигурийский автохтон 194
— покров 12, 15, 146, 147, 170, 172, 173, 179
Лимасол-Форест, серпентиниты 297

Литл-Скраб-Ридж, разлом 340, 342, 345, 346
Литосфера 41
— гравитационная неустойчивость 30
— модель габбрового состава 36
— — перидотитового состава 36
— определение 35
Литосферно-астеносферная конвекция 49, 52
Лланвирн 312, 316, 319
Лландейло 312, 316
Лландовери 319
Лобстер-Коув, разлом 313
Ломбардская депрессия 143
Лонг-Пойнт, группа 313
— известняки 311
— сланцы 311
— формация 312
Лонжи — Галлодоро, зона 176
Лоренс-Харбор, формация 312
Лорел-Хилл, антиклиналь 340, 343, 345
Луканский покров 170
Лун-Бей, батолит 313—315, 318, 319
Льюис — Кларк, линеамент 462, 464, 467, 469, 470
Льяно, поднятие 357, 362
Люкс-Арм, разлом 313, 315, 316, 319, 320
Люлинг, надвиг 357
— надвиговый фронт 362
Лютетская тектоническая фаза 176

Мавроли, конгломераты 291, 298, 301
Мадисон, известняки 447, 450
Мазарн, синклинорий 357, 363, 364, 366, 369
— сланцы 361
Мак-Каллох-Пикс, блок 448, 454, 456
Мамония, алевролиты 295
Мамония-Брокен, формация 291, 292, 295—297, 299, 300
Манкос, сланцы 410
Мантийные перья 43, 47, 53, 54
Мантия, конвекция 52
— нижняя 41
— структура 40
Маратон, поднятие 356, 357, 362
Марианский желоб 388
Марке, впадина 194
— область 186
Мармолехо, формация 376, 377, 381
Маррисвилл, антиклиналь 340, 344
Маунтин-Понд, синклиналь 327, 330
Мачиньо, бассейн 15
— впадина 192, 193
— пестроцветные сланцы 170
— песчаники 190
— турбидиты 190, 192
— флиш 170, 186, 190, 191, 193
— формация 190, 192
Мегума, блок 317
— группа 317
— пояс 317
Меджана, моласса 171
— серия 176
Межгорная зона 478, 479
Межгорные массивы 427
Мезоальпийская орогеническая фаза 242, 250, 251
— субдукция 245
Мезо-Альпы 250
Мезо-Европа 141, 142
Мезосфера 41
Меланж, механизм образования 383
— поликинематический 379
— тектонический 385, 387
Мендересский массив 66
Мерримак, синклинорий 17, 307, 323, 324, 328, 335, 338
Мерсер, район 340
Месаория, группа 289
Механизм планёра 454
— прокатки 225, 226
— скольжения по бурунам 217, 218, 269
Мигрирующие передовые прогибы 275
Мидлбери — Хайнсберг — Сент-Олбанс, складки 324
Мизеса критерий 429
Миноиды 281, 283, 284
Минойская островная дуга 283, 284, 286
Минойские покровы 285
Миссисипская система 306
Миссури-Маунтин, сланцы 361
Миттагфлю, граниты 238
Модели континентального дрейфа 85
— складчатых поясов и батолитов 81
Моласса субальпийская 266
Молассовая зона 210, 261, 265
Молассовый бассейн 224, 225, 228, 251, 268, 269
Молизе-Браданская впадина 178, 179
Момелл, хаотическая зона 361, 364—369
Монблан, массив 197, 208, 235, 248, 249
Монсон, гнейсовый массив 83
Монте-Готтеро, песчаники 187
Монте-Кайо, флиш 187, 192
Монте-Кассио, флиш 187
Монте-Пердидо, массив 159
— покров 157, 158
Монте-Роза, покров 211, 235, 243, 246
Монте-Соро, покров 170, 175, 176
Морез — Эстерель — Таннерон, массив 209
Морис, сдвиг 437
Моркле, покров 108, 110, 112, 113, 151, 224, 226, 227, 229, 230
Моркле — Дольденхорн, покров 224, 226, 228, 230
Морроу, комплекс 360
Мохоровичича раздел 41, 384

Надвиговая дуга Скалистых гор и Большого Бассейна 422
Най-Боулер, зона разлома 434, 435
Наксос, комплекс 66
Насимьенто, разлом 374, 375, 380, 381
Невадская складчатость 304, 404
Невадский орогенический комплекс 302
— складчатый пояс 303, 304, 405, 407, 416
Неоальпийская орогеническая фаза 236, 248
Нео-Европа 141, 142
Нео-Карпаты 235
Неокарпатская орогеническая стадия 236
Неофранцисканская плита 383, 385
Нигро-Маунтин, антиклиналь 340, 343, 345
Нижний Энгадин, тектоническое окно 235, 237, 242
Нижняя Австро—Альпийская зона 145
Низен, покров 211—213, 228—230, 235, 247, 249

Низен, флиш 197, 237
Никенессин, формация 485
Ниттани, антиклинорий 340, 344, 345
Новакулиты 358, 361, 365
Новара, зона 176, 178
Ногерас, массив 159
— ныряющие носы 155, 158, 159
Ноксвилл, формация 376—378, 381
Норт-Маунтин, разлом 340, 342, 345
Нумидийская зона 176
Нумидийские глины 176
— комплексы 170, 175
Нуммулитовые известняки 99
Нундей, доломиты 396
Нью-Брансуикия, бордерленд 309
Нью-Гэмпшира автохтонный массив 338
— магматический комплекс 306

Обдукция 320
Обратное течение материала через астеносферу и мезосферу 51
Озарк, поднятие 357
Озерные гнейсы 235
Окаймленные гнейсовые купола 306, 307, 351, 461
— гранито-гнейсовые купола 77, 78, 80
Окверр, формация 408
Океанизация Тирренского моря 180
Океанические хребты 42
Окр-Маунтин, надвиг 411, 412
Олистолиты 14, 15, 146, 288
— понятие 184
— предвестники 14
Олистостромы 15, 147, 183, 203—205, 385
— аквитанской фазы 190
— меловой фазы 187
— наследники 190
— понятие 183, 184
— предвестники 184, 185, 192
— эоценовой фазы 189
Олоносско-Пиндосский покров 281
— прогиб 283
Оманский офиолитовый массив 146
Оползни, типы 184
Орогеническая волна 175, 176, 180
Орогенический узел 64, 68
— фронт 277, 278, 285
— центр 152
— шторм 178
Осаждение в условиях сжатия 17
Осберн, зона разломов 462, 463
— линеамент 467
Осевая зона Пиренеев 155, 156, 160, 167
Острова Корнуоллис складчатый пояс 303
— Нью-Уэрлд блок 313, 314
Островные дуги 42
Островов Чейндж-Айлендс блок 313, 315
Отапи, покров 15, 16, 203—206
— флиш 202
Офиолиты 143, 144
— в качестве олистолитов 146
— в сиалических породах 145
— в эвгеосинклиналях 145
— как горячие подводные экструзии 146
— как часть верхней мантии 146
О'Шод, надвиг 157, 159, 160
— отложения 165

Паданская низменность 258
Паданский бассейн 14, 64, 147, 148, 149
Паданский передовой прогиб 274
Пайонир-Маунтис, плутон 410
Паксосская зона форланда 280, 281
Палеоальпийская орогеническая фаза 236, 242, 250
Палео-Альпы 224, 227, 228
Палеогеновый фронт Альп 225
Палео-Европа 141, 142
Палеокарпатская орогеническая фаза 236
Палео-Карпаты 235
Палеофранцисканская плита 382, 383
Пангея 54
Паннонский бассейн 64
— массив 259, 268
Пано-Лефкара, формация 291, 298
Панормидская зона 176
Панормиды 169, 170, 175, 176, 178, 181
Пантер-Крик, разлом 364—366, 369
Парамп, группа 393, 396, 399
Пардесо, толща 299
Парнасско-Гьонская зона 280, 283, 284
— толща 283
Парнасско-Гьонский покров 281
Парпайон, покров 202—206
Парселл, антиклинорий 478
— серия 469
Пат-Вэлли, разрыв 340
Педраформа, покров 159, 166
Пейя, формация 291, 296, 301
Пелагонийская зона 280, 281
Пелагонийский кристаллический массив 279
Пелерин, конгломераты 247
Пелопоннесско-Критская зона 279
— островная дуга 275
Пелопоннесско-Критский кристаллический массив 279, 281
— ороген 275, 277, 280, 281
— покров 281
Пелоританский массив 169, 175, 176, 181
Пелоританско-Калабрийский массив 180—182
Пелэм, купол 83
Пельву, массив 202, 204, 208
Пенниды 259
Пеннинская геосинклиналь 266—268
— зона 145, 207, 223, 236, 239, 241, 257, 264—266, 268, 281
— эвгеосинклиналь 144, 236, 237
Пеннинские покровы 112, 148, 150, 151, 208—210, 212, 224, 237, 238, 243—247, 250, 256, 269, 369
— породы 238, 240
— тектонические окна 259, 263
— эвгеосинклинальные пояса 239, 240, 257, 268
Пеннинский прогиб 259, 262, 264
Пенсильванская система 306
Передовой прогиб Южного Телль-Атласа 170—172
Перем, синклиналь 327, 331
Периадриатическая зона разломов 145, 150, 257, 258, 263
Периадриатические интрузии 257
Перри-Каунти, разрыв 340
Перри-Маунтин, формация 327, 332—334
Петра-ту-Румиу, известняки 289, 295, 300
Пидмонт, провинция 307, 340, 341, 346, 347, 350—353, 357

Пикриты 154
Пилгрим, известняки 447
Пиндосская внешняя эвгеосинклинальная зона 280
Пиндосский прогиб 279
Пиньон, конгломераты 464
Пиренейские структуры, модели формирования 161, 162
Пиренейский складчатый пояс, главные структурные элементы 155
Пиренейско-провансские складки 208
Пламбаго-Маунтин, разрыв 327, 329, 331, 332
Пластичные Срединные Предальпы 200
Пластичный покров 210, 216, 218, 221
Пластичных Срединных Предальп покров 197, 199, 210
Платт, покров 246
Плен-Морт, покров 199, 212, 213
Пойнт-Лемингтон, граувакки 312
Покров, определение 364
Покровы чехла 207
Ползучесть 41
Понтиды 142
Потейто-Хиллс, надвиг 361
— тектоническое окно 357, 358, 360, 361
Предальпийские покровы 151, 196, 197, 206, 207, 212, 213, 217, 219, 220, 229, 230, 246, 247, 249, 250, 252
— цепи 143
Предаппенинская зона 179
Предвангская фаза складчатости 238
Предгозауская фаза складчатости 236
Предсахарский автохтон 170—172
— пояс 181
— склон 171, 174
Претигау, флиш 237
Прибрежной равнины чехол 357, 366
Проблема склона 13, 210, 216, 218
Провансская фаза складчатости 210
Провинция бассейнов и хребтов 303, 305, 390, 405, 422
— кряжей и долин 307, 308, 339—357
— Северных Скалистых гор 422
Прогиб Скалистых гор 410, 466
— — — и Соноры 405
Проникающее пластическое течение 482
Проникающие деформации 414
Протакадский океан 307, 310, 317, 323
Прото-Атлантический океан 307, 310, 317, 323
Прототаконское время 352
Псилоритис, комплекс покровов 282
Пустер, разлом 150
Пустер — Гайль, разломы 257
Пьемонтская впадина 186
— зона 197, 198, 203, 211, 212
— эвгеосинклиналь 143, 145, 148, 207, 237, 238
Пьемонтские блестящие сланцы 196, 197, 211, 212
— покровы 15
Пьмонтский пояс 237—239, 263
Пьемонтских блестящих сланцев покров 196, 198, 200, 201, 212
Пьемонтское поднятие 206
Пьенинский пояс клиппов 235, 264, 268
Пьяченцская фация 185
Рагуза, платформа 168, 169, 174, 175, 178, 181
Рандзано, песчаники 189
Раннах, серия 262
Рединг, гряда 340, 341
Рединг-Пронг, система тектонических покровов 340
Рединг—Бенк-Пайни-Маунтин, разрыв 340
Рединтон, плутон 327, 331
Рейнджли, структура 17, 323—326, 329
— формация 327, 333, 334
Рейнджли-Лейк, разрыв 327, 329, 331
Рейнский грабен 148, 150, 224, 225, 235, 245, 249
Рейнско-Бресская система грабенов 224, 225, 228, 232
Рейнско-Дунайский флиш 145, 258, 264, 265, 267, 269
Рейтано, зона 170
— покров 175, 176
Риги, молассовые конгломераты 243
Ринконада, разлом 375, 380
Риф-Крик, срыв 446, 448, 459
Рич, разлом 313—320
Робертса надвиг 304
Робертс-Маунтинс, надвиг 404, 406
Ров Скалистых гор 416, 478, 482
Родопский кристаллический массив 280, 281
Рокингем, складки 324
Роно-Бресский грабен 150
Роно-Рейнская зона разломов 251
Русская платформа 141, 142
Рыбные сланцы 176, 247

Салин, тектоническое окно 357, 366, 369
Салиния, микроконтинент 382—384
Саммерфорд, вулканиты 312, 318, 319
Сан-Андреас, разлом 52, 374
Санжинето, зона 177
Сан-Матео, комплекс 376
Санта-Лусия, хребет 375, 378, 380
Санторинский вулканический пояс 280
Сан-Франциско, комплекс 376
Сардона, кварциты 239
— покров 239
— флиш 237
Свердруп, впадина 303
Саттон, складки 324
Саут-Маунтин, антиклинорий 340, 342—344, 347, 348, 350, 351, 353, 354
Саут-Пик, надвиг 411
Саут-Форк, срыв 446, 448, 459
Сахарская платформа 168, 169, 174, 181
Северная Антильская дуга 275
Северные Субальпийские цепи 208
Северо-Американская платформа 481, 482
— плита 304, 377, 382, 383, 385
Северо-Африканский шельф 142
Северо-Балеарская впадина 142
Северо-Пиренейская зона 154—156, 159, 160, 162, 166, 167
Северо-Пиренейский разлом 15, 154, 156, 159
— фронтальный надвиг 155
Северо-Сирийская платформа 288
Севир, комплекс 302, 303, 305
— складчатый пояс 304, 305, 401—426, 461, 466, 468, 472

Севирская складчатость 402, 404, 405, 408, 415
Сезия, покров 246
Сейлем, древняя складка 327
Сен-Готардский массив 224, 228, 246, 247, 250
Сенсом, граувакки 312
Сент-Джордж, формация 312
Сент-Олбанс, складки 324
Сеолан, клипп 205
Серра-Малзони, флиш 187
Сибумук, формация 327, 330, 333
Сивен, формация 239
Сила кристаллизации 103
Сильвретта, блок 245
— покров 235, 242, 244, 268
Симме, покров 220, 211, 214, 217, 220, 235, 243, 246, 247
— флиш 198, 213, 237
Симплон — Тичино, покровы 211
Симу, формация 289—293, 296—298
Синкинг-Вэлли, разлом 345
Синтаксиальный, термин 91
— рост волокнистых кристаллов 91, 92
Синтектонические волокнистые кристаллы в жилах 90
— — — — тенях давления 99
Сицилийская горная цепь 174
Скалистых гор прогиб 402
Скарль — Шанф, покров 244
Складки излома 343
— чехла 207
Складчатость бассейнов и хребтов 303
Складчатые Аппалачи 341—344, 346, 351—354
— пояса западных Кордильер 304
Складчатый пояс Берегового хребта 405, 416
— — канадских Скалистых гор 305
Склафани, зона 170, 175, 176, 178, 181
Смолз-Фолз, формация 327, 332, 333
Снейк-Рейндж, срыв 411
Сноуи-Рейндж, формация 447, 449
Снукс-Арм, группа 316
Сомерсет, геоантиклиналь 324, 334
Сонома, складчатый пояс 304, 407, 413
Сономская складчатость 402, 404, 415
Сонора, прогиб 402
Спрединг 44, 45, 304, 401, 413, 416
— вторичный 43
— теория 373
Спрус-Спринг, надвиг 411
Средиземноморская горная цепь 28
— область 143
— океанизация, процесс 65
Средиземноморский складчатый пояс 275, 278
Срединная Австро-Альпийская зона 145
Срединно-Атлантический рифт 22
— хребет 46, 47, 85—87
Срединных Предальп покровы 198, 247
Средне-Пеннинская платформа 210
Стерлинг, кварциты 396
Стиллуотер, породы 438
Стилолиты 481
Стоук-Маунтин, геоантиклиналь 324
Структурная провинция северо-восточной Канады 422
Стэнли, сланцы 365
Субальпийская моласса 224, 228—230, 235, 248, 257
Субальпийские цепи 143, 207, 220 221, 224, 235, 250
Субальпийский континент 206
Суббибанская зона 171
Суббриансонская зона 145, 196, 197, 199, 205, 207, 210, 212
Суббриансонские покровы 15, 202—206, 211
Суббриансонский комплекс 203
— чехол 212
Суббриансонско-Бриансонский чехол 211
Субдукция 47, 149, 304, 317
— определение 235
Сублигурийская зона 186
— пластина 186, 190, 192—194
Сублигурийский покров 15
Субпелагонийская пелагонитовая зона 279, 280
Субпелагонийский роговиково-офиолитовый покров 281
Судетская фаза 250
Суит-Эрроу, разрыв 340
Супраструктура 407, 408, 410
Сур, серия 374
Сьерра-Невады батолит 382
— геосинклиналь 380

Табианский век 301
Тавейан, песчаники 231, 252
Тавеч, массив 248
Тавриды 142
Таврский орогенический пояс 288
Таконская область 328
— эпоха диастрофизма 306
Таконские клиппы 17, 323—326, 328, 333, 337
Талли, массив 83
Тамбо, покров 242
Таннерон, массив 208, 209
Таринская кордильера 240
Таскарора-Маунтин, антиклиналь 340
Тасна, покров 263
Тауэрн, блестящие сланцы 237
— тектоническое окно 150, 237, 263, 265
Тейбл-Хед, формация 312
Текс-Крик, надвиг 409
Тектоген, определение 318, 427
Тектоника волочения 214
— плит 387, 388, 413
Тектонические покровы гряды Рединг 340
Тектоническое «выскребание» 206
— срезание 410
Телль-Атласские покровы 218
Телль-Атласский прогиб 171, 174
Тени давления 90, 99, 101
Теория модели купола 70
— ундаций 21, 24, 469, 471
Тепловой купол 243
Тернагейн-Хайтс, оползень 116
Тетис 27, 147, 149, 206, 376
Ти-Арм, вулканические породы 312
Ти-Вэлли, разлом 358
Тиролиды 242
Тирольские покровы 236
Тирренская впадина 142
Тирренский склон 195
Тихоокеанская плита 304, 382, 383, 405, 413
— пограничная провинция 422

Тихоокеанский прогиб 402, 405
— складчатый пояс 303, 305
Тихоокеанское кольцо 278, 388
Тичино, поднятие 243
Тоба, впадина 24
Тонале, линия 243, 245
— разлом 150, 235, 243, 244, 250
Тонале-Инсубрийский разлом 249
Тонга, дуга 49
— плита 49
— Кермадек, дуга 275
Тонгрские слои 242
Тори-Хилл, древняя складка 327
Тоскано-Умбрийская зона 145, 186, 187, 190, 193, 194
Тосканская впадина 186, 191, 194
— область 194
— тектоническая Фаза 192
Тосканские автохтонные и параавтохтонные комплексы 186, 193, 194
Тосканский осадочный чехол 15
— покров 143, 151, 170, 173, 186, 194
— хребет 180, 181
Трансформные разломы 45
Треп-Маунтинс, структура 357, 366, 369
Триасовый прогиб 340
Трипа, группа 145, 289, 291, 294—297
— меланж 291, 296, 298
Трипани, серия 293
Триполис, зона 279, 280, 282, 283
— известняки 283, 284
Три-Форкс, формация 447
Троодос, группа магматических пород 289—291, 293, 297
— массив 288—290, 292, 297, 298
Трулли, останец 289
Тугуд, разрез 313, 314
Туиллингит, блок 315, 319
— гранодиориты 314, 318

Уайлд-Байт, группа 312
Уиллард, надвиг 416
Уиллвуд, формация 449
Уиллоу-Крик, сдвиг 437, 439
Уилс-Маунтин, антиклиналь 340, 343, 346
Уинд-Ривер, впадина 435, 441—443
Ультрагельветская зона 145, 196, 197, 207, 223, 241, 248
Ультрагельветские покровы 15, 112, 198, 199, 210—214, 217, 220, 224, 237, 239, 246—248, 251, 252
Ультрагельветский континентальный склон 237, 239
— пояс 239, 240
— флиш 199
— фундамент 225
Ультрадофинейская зона 145, 196, 197, 240
Ультрадофинейские покровы 224
Ультрадофинейский пояс 240
Ультракабильский флиш 170
Ультрапеннинский покров 240, 243, 246
Умбрийская область 194
Умбрийский параавтохтон 170
Уолверайн, метаморфический комплекс 478
Уомбл, глинистые сланцы 361, 365
Уопити, формация 447, 448, 451, 453, 457
Уошито, система 356—358
Уошито, складчатый пояс 302, 303, 308, 356—358, 362, 363, 369
— фации 362
— флиш 359
— фронтальная зона 360—362, 364, 367, 368
Ургонские известняки 99

Файв-Спрингс, разлом 441
Фалькнис, покров 263
Фанерозойские складчатые пояса Европы 142
Фаркония, подушечные лавы 291, 294—296
Фациальные зоны Альп 145
Фернейс, известняки 454
Ферни, группа 485
Филипсберг, надвиг 465
Филлит-офиолитовый комплекс Крита 281, 282, 284
Финстераархорн, массив 249
Флатхед, песчаники 447
Флёр-де-Ли, блок 313, 318
— группа 310—314, 316
Флимс, оползень 453, 454
Флиш брианconский 204
— гельветский 112, 213, 229, 231
— гельминтоидный 187, 197, 198, 205, 206, 237, 239, 247, 264
— дикий 177, 214
— карпатский 264
— миссисипский 359—361, 363, 365, 368
— нумидийско-олигоценовый 171
— олигоценовый 170
— пенсильванский 359, 365, 367, 368
— рейнско-дунайский 258, 264
— северо-гельветский 247, 252
— северо-кабильский 171
— суббрианconский 203, 204
— субкабильский 170
— ультрагельветский 199, 229, 231
— ультракабильский 170
— южно-кабильский 171
Флишевая зона Карпат 264
Флишевые комплексы 179
— покровы 176
— прогибы 239
Форарльберг, флиш 237
Франciсканская плита 377
— эвгеосинклиналь 377
Франciсканские граувакки 377, 378
— офиолиты 375
— породы 18, 318, 375—388
Франciсканский комплекс 379, 381, 382, 384, 387, 388
— меланж 318, 374—376, 379, 381, 382, 384, 385
Франciсканское основание 379
Фрейзер, бассейн 478
Френдс-Ковер, разрыв 340
Фурш-ла-Фав, надвиг 367

Хавалла, толща 402
Хайнсберг, складки 324
Хамбер-Арм, аллохтон 312
— формация 312
Хаотическая зона 357, 366
Харни-Крик, сдвиг 437, 439
Харт-Маунтин, разлом 28, 116, 428, 442, 445—459

Хезан, комплекс 299
Хейрбелл, конгломераты 464
Хилгрейд, формация 312
Холируд, граниты 310, 317
Холмс-Пойнт, разлом 313—315
Холс-Бей — Туиллингит, блок 313, 314, 316, 319
Хребта Сонома орогенический комплекс 302
Хуан-де-Фука, плита 45, 47
Хэр-Бей, аллохтон 311

Центральная Аппалачская система 340
Центральный вулканический пояс Ньюфаундленда 307—317
— блок Южных Пиренеев 158, 159, 166

Чейндж-Айлендс, блок 313, 315
— осадочно-вулканогенные породы 315, 319
Чейн-Лейкс, массив 324
Челлис, вулканические породы 474
Чентовалли, разлом 250
— Симплон, разлом 235, 244, 245
Чермек, толща пород 299
Черноморская впадина 142
Черчилл, провинция 479
Честнат-Ридж, антиклиналь 340, 345
Чешский массив 240, 258, 260, 264, 265
Чешуйчатые глины 170, 174—178, 184, 186
Чиленто, флиш 170
Чинивилл, формация 312, 319
Чокто, антиклинорий 362
— надвиг 357, 358, 360, 367

Шакка, зона 175, 181
Шамс, покровы 237, 242
Шасуоп, метаморфический комплекс 478
Швейцарская олигоценовая моласса 200
Швейцарский молассовый бассейн 148
Шваль-де-Буа, тектоническое окно 205
Шейд-Маунтин, антиклиналь 340, 344
Шельфовые Скалистые горы 462
Шерман, оползень 454
Шлировый покров 239
Штейнманна триада 376

Эбро, впадина 155, 158
Эвапориты 143
Эвгеосинклиналь, термин 377
Эгейская дуга 28, 62, 142, 150
— область 284, 285
Эгюий-д'Авр, флиш 240
Эгюий-Руж, массив 113, 225—235, 248
Эйзенкаппель, интрузия 257
Эксплорер, хребет 47
Эла-Ортль, покров 244

Элазиг, покров 288
Элд-Маунтин, вулканические породы 463
Элкхорн, вулканические породы 463
Эллиниды 142, 143, 146, 275, 277, 281, 284
Эллинский желоб 275, 279
Эллипс приращения деформации 90
Эллипсоид конечной деформации 89
Эмити, антиклиналь 340, 344
Энгадин, доломиты 260
— разлом 235, 242, 244, 245, 250
— тектоническое окно 150, 263
Эннсталь, зона разлома 261
Эпейрогенические движения 273
Эпейрогенический форланд 277
Эпейропетальный орогенический фронт 277, 278, 286
Эпейрофугальный орогенический фронт 277, 278, 286
Эпиальпийская зона субдукции 250
Эпиглиптический покров 201
Эпиглиптическое надвигание 204
Эпидермальное гравитационное скольжение 270, 350
Эпидермальные покровы 196
Эпидермальный уровень 270
Эффект переднего клина 385, 387
Эцталь, блок 245
— массив 236
— покров 268

Ювавикские покровы 236
Юдикарийская линия 243
Юдикарийский разлом 150, 235, 257, 263
Южная Антильская дуга 275
Южно-Альпийская миогеосинклиналь 143
— область 207
Южно-Альпийский блок 268
Южно-Атласский разлом 169
Южно-Балеарская впадина 142
Южно-Гельветские покровы 228, 247
Южно-Пиренейская зона 154—157, 162, 166
Южно-Пиренейский фронтальный надвиг 155
Южно-Провансский форланд 210
Южно-Сандвичева дуга 48
Южные Австро-Альпийские покровы 150
Южные Субальпийские цепи 208, 210
Юрский надвиг 230
— складчатый пояс 249

Ammonitico rosso, горизонт 284
А-тектониты 74

В-тектониты 75

Абруцци 178
Абсарока, горы 435
Авабон, п-ов 307
Австрийские Альпы, горы 266
Австро-Альпийские Известняковые Альпы, горы 265
Агридженто 175
Адамелло, массив 235
Адриатическое море 169, 179, 180, 194, 195
Адула 235
Азорские о-ва 46
Айдахо, штат 406—410, 416, 422, 424, 435, 444, 463
Айос-Кононас 292
Айос-Николаос 289, 292
Акаки 289
Акамас, п-ов 289—292, 295—297, 300
Акасас, нагорье 296
Акротири, п-ов 289
Аксель-Хейберг, остров 308
Албион, хребет 403, 423, 424
Алжир 103, 169, 176, 179
Алабама, штат 305
Альпы, горы 11, 22, 62, 78, 89, 99, 141, 146, 148, 181, 200, 223, 225, 231, 234, 242, 246, 247, 251, 253, 274, 277, 359
Аляска, полуостров 116, 117, 302, 407, 412, 479
Амантеа 177
Амбрён 202—205
Андипарос 65, 66
Андролику 292
Анды, горы 48
Анкона 186
Анкоридж 116, 117
Антелоп, хребет 423, 424
Антикитира, остров 275
Антимилос, остров 279
Апеннины, горы 141, 146—150, 168—170, 172, 174, 180, 181, 194, 277, 284
Аппалачи, горы 17, 341
Апуанские горы 170, 193
Апулия, область 169, 170, 179
Арджентера, массив 202, 208
Ареццо 186
Аризона, штат 422, 433
Арнаути, мыс 292
Арно, река 186, 193, 195
Ароза 244
Аспромонте, массив 177
Астурия, ист. обл. 154
Атлантический океан 46, 50, 51, 302, 317, 324, 373
Атлас, горы 62, 169, 174
Аул-Крик, гора 435, 441
Африка 142, 174

Бабор 178
Базель 235
Бакелар 205
Балор 181
Балтимор 348, 349, 351
Бандунг 24
Барселоннет 202, 203
Баффина море 45—47
Белдонн, массив 208
Бербанк-Хилс, возвышенность 425, 426
Берберские горы 174
Бергамские Альпы, горы 235
Береговые хребты Калифорнии 373—387, 413, 478
Берлингтон, полуостров 310—313, 316, 320
Берн 235
Бернина, перевал 235, 258
Бернские Альпы, горы 197
Бернское нагорье 249
Бертут, горы 18, 434—438, 441, 442
Бетская Кордильера, горы 23, 62
Биверхед, хребет 403, 409, 410, 465, 468
Биг-Хорн, горы 434, 441, 442
Блэк-Маунтинс, горы 398, 399
Болонья 186
Большая Кабилия 169
Большое Соленое озеро 423
Большой Бассейн 16, 17, 391—394, 397, 407, 421
— Северный полуостров 310—313
Бонневиль, озеро 273
Бравуон 244
Брадано 170, 179
Бракко, хребет 186—189
Брегалья, долина 245
Брегенц 257, 258
Бреннер 262
Бриенцское озеро 224
Буве, остров 46
Бурса 65
Бьютт, хребет 423

Вайоминг, штат 17, 18, 435
Вале, кантон 238
Валь-де-Блеоне 205
Валь-де-Блеоне 205
Валь-д'Изер 201
Вальтеллина, река 237, 258
Вануаз, массив 201, 240
Вара, река 191
Везувий, вулкан 65
Вена 257, 261, 269
Венский лес, горы 237, 265
Вердон, река 205
Верхняя Рона, река 236
Вехсель 262, 263
Вильгратен 262
Виндишгарстен 257
Вогезы, горы 235
Вознесения остров 46
Восточная Африка 47
— Европа 233
Восточное Средиземноморье 149, 273, 284, 286, 288
Восточные Альпы, горы 15, 62, 144, 146—150, 234—238, 259—270, 285
— Пиренеи, горы 154—157
Восточный Атлас, горы 168—171, 180, 181
— Тунис 169
Внутренние равнины 477, 478, 485
Вуд-Хилс, возвышенность 403, 408, 423, 425
Высокое плато 169

Гаварни 159, 165
Гайльтальские Альпы, горы 258, 270
Гаргано, полуостров 179
Гельветские Альпы, горы 99, 111, 113, 227, 229

Генуя 186
Гибралтар 168, 169
Гларнские Альпы, горы 247, 248
Гларус, горы 28
Гошьют, горы 423
Гранит, хребет 423
Гран-Рок-Нуар 201
Гран-Сассьер 201
Гран-Сен-Бернар (Большой Сен-Бернар), перевал 235
Грант, хребет 423
Граубюнден, кантон 237, 238, 242—246
Граус-Крик, горы 423—425
Грац 257, 258, 262
Грейт-Валли, геогр. обл. 342, 374—378, 382, 383
Греко, мыс 289
Гренландия, остров 46, 246, 308
Гренобль 197
Греция 143, 146, 278—280, 283
Грин-Маунтинс, горы 307
Грюневальд 294
Гудзонов залив 284
Гудзон-Ривер-Хайлендс, возвышенность 307

Дали 289
Дамалоспилиос 292, 296
Дан-Бланш, массив 235
Дахштейн, горы 258
Девисов пролив 46
Дезерт, хребет 423
Дельфы 280
Джакарта 23
Джела 175
Джераче 177
Джудика, горы 175
Дикти, гора 282, 285
Дилос, остров 65, 66
Димаро 243
Дин-Крик, хребет 423, 425
Долина Смерти 378, 379, 382, 384, 385, 394—395, 398
Доломитовые Альпы, горы 22, 253
Дукан 258
Дюранс, река 202, 206

Европа 14, 46, 142, 143, 278
Еронисос 292

Женева 197, 235
Женевское озеро 197, 198, 213, 214, 224, 225, 247
Жосьер 205

Зальцбург 236, 257, 258, 261, 264
Западная Европа 233
— Канада 304
— Кордильера, горы 16, 304, 401, 403, 416
Западные Альпы, горы 16, 62, 143, 144, 151, 168, 196, 206, 211, 220, 223, 225, 234—241, 251, 263, 267, 281, 284
— Известняковые Альпы, горы 236
— Карпаты, горы 260, 268
— Пиренеи, горы 154, 157, 164
Западный Карпас 289
— Кипр 287, 294—298
Зеккау 262
Земля Пири 308
Земмеринг, перевал 259, 262, 263

Иберийские горы 155
Иберийский полуостров 147, 317
Иблеи, горы 175
Ибэй, река 202—205
Иган, хребет 423, 424
Известняковые Альпы, горы 267, 269
— Апеннины, горы 170
Известняковый кряж 175—177
Икария, остров 279
Илфракум 104
Индийский океан 51
Индонезийский архипелаг 285
Инна, река 236
Инсбрук 257—260, 262, 264
Инсубрийский хребет 186, 187
Ионическое море 169, 179, 275, 281
Иос, остров 65
Ираклион 278
Ирландия, остров 313
Исландия, остров 46
Испания 106
Ист-Гумбольдт, хребет 403, 407, 408, 423
Италия 143, 147, 172, 174
Итальянская равнина 251
Итальянские Альпы, горы 196
Итан 464

Йеллоустон, плато 435

Кабилия, ист. обл. 169, 170
Кайзер, хребет 269
Калабрийско-Пелоританские горы 170
Калабрия, область 144, 147, 168—171, 174, 178, 180, 181
Калгари 478, 479, 482
Калифорнийский залив 47
Калифорния, штат 18, 302, 435, 479
Кальтаниссетта 175
Кампания, область 169, 178
Кампфер 244
Канада 46, 407, 462
Каннавиу 289, 297
Каньон, хребет 423, 424
Караванке, горы 260, 269
Карери 177
Карпас, полуостров 299
Карпатос, остров 275
Карпаты, горы 62, 149, 168, 234, 236, 253, 264, 284, 359
Картер, горы 453
Каскадные горы 422, 478
Кастеллан 209
Каталонские горы 153
Катания 175
Катикас 289
Квебек, провинция 310
Кейп-Бретон, остров 307
Кетчем, горы 403, 409
Кеш, пик 244
Киклады, острова 28, 57, 64—68, 279
Киланемос 289
Кимолос, остров 65, 66, 279
Киперунда 293
Кипр, остров 275
Кирения, горы 288, 289, 294, 300
Китира, остров 275
Клагенфурт 257, 261, 264
Кодьяк, остров 118
Козенца 177
Колорадо, плато 302, 303, 391, 392, 422, 462

Колумбия, плато 304, 478
Конфьюжен, хребет 425, 426
Кордильеры, горы 278, 302, 413, 415
— Северной Америки, горы 390
Коринфский перешеек 281
Кормакити, мыс 289
Корнуоллис, остров 308
Корсика, остров 169
Кортез, хребет 403
Краевая Калабрия 169, 170, 177, 178
Красное море 47
Кремона 180
Крикет 423
Крит, остров 16, 65, 67, 275, 278, 287, 299
Ктима 289
Кука, залив 117, 118
Кур, река 249
Кьявенна 242

Лабрадор, море 45—47
Лакатомия 289
Лан 205
Ланслебург 201
Ларнака 289
Ла-Сила 177
Лауро, гора 175
Лацио, область 178
Лаццо 179
Лейтрон 99—101, 108, 110, 112
Ле-Мадоние, горы 175
Лемхай, хребет 465, 468
Ле-Соз 205
Ливорно 186
Лигурийское море 150
Лигурия, область 173, 242, 252
Лимасол 289, 296, 301
Лимасол-Форест 289, 297
Линц 261, 264
Липарские острова 65, 175, 180
Ломбардия, область 252
Лонгобукко 177
Лонг-Рейндж, горы 307
Лос-Анджелес 458
Луканья, область 169
Лурд 160

Мавроли 298
Мак-Каллох-Пикс, площадь 448, 449
Малая Азия 278, 279
— Кабилия 169
Мальта, остров 169
Мамония 289
Мантуя 186
Мармарис 288, 299
Марокканская Месета 174
Мартиньи-Виль 249
Марсала 175
Маульс 262
Меа 205
Мегарон-Ниру 278
Медисин, хребет 423
Мейврик-Спрингс, хребет 423
Мейринген 249
Мексика 305, 422
Мексиканский залив 31, 302
Мера, река 243
Месаория, равнина 289, 299
Месара, залив 278
Мессина 175
Метана, остров 279
Миконос, остров 65, 66, 279
Милос, остров 65, 279
Минерал, горы 423
Молеон 160
Молизе, область 169, 179
Монаши, горы 478
Монблан, массив 208, 216
Монтана, штат 18, 409—412, 416, 422, 435, 437, 462, 463
Монтань-де-л'Альп 205
Монте-Гаргано, гора 169, 170, 180
Монте-Дзукконе, гора 192
Монте-Кокуццо, гора 177
Монте-Роза, массив 235
Монте-Соро 175
Мэн, штат 307, 323
Мюрцталь — Земмеринг, район 258

Наксос, остров 65, 67, 271
Ната 289, 297
Неаполь 179
Неброди, горы 175
Невада, штат 22, 405—413, 416, 422, 425, 435
Нео-Карпаты 235
Неохорио 289, 292
Низкие Альпы, горы 241
Нижняя Калифорния, территория 305
Ник-Арм, бухта 117, 118, 120, 122
Никозия 175
Ницца 197
Новая Англия 306, 307, 328, 332, 333, 336—338
— Шотландия, провинция 317
Нью-Брансуик, провинция 307
Нью-Гэмпшир, штат 307, 338
Нью-Йорк 305, 306
Ньюфаундленд, остров 17, 305—309

Оберхальбштейн 237
Окверр, горы 423
Олимп, гора 16, 289, 293, 295—297, 300
Олорон 160
Оминека, горы 478
Оранская Месета 174
Ортль 235
Отапи 202

Пайлот, хребет 423
Пайонир, горы 403
Палермо, горы 175
Панагра 289
Панаминт, хребет 394—399
Пано-Амиандос 293
Пантеллерия, остров 175
Паола 176
Парма 186
Парос, остров 65, 179
Парпайон, хребет 202
Парри, архипелаг 308
Пафос 289, 294, 295
Педулас 293
Пезаро 186
Пейя 289
Пелопоннес, полуостров 16, 275, 279, 280, 281, 283
Пелоританские горы 174, 176, 178
Пельву, массив 202, 208
Пельтен 258

Пенсильвания, штат 308
Перапеди 293
Перванг 266
Передний Рейн 236
Перу 50
Петра-ту-Румиу 289
Пиани — д'Аспромонте 177
Пидмонт 307, 341, 348, 351, 353
Пиза 86
Пикуоп, горы 423, 425
Пилос 281
Пиренеи, горы 11, 15, 16, 154, 181
Пластичные Предальпы, горы 214
Плати 177
По, река 180
Полис 289
Потенца 179
Прайор, горы 445
Прахоэ, вулкан 24
Предальпы, горы 150, 197, 198, 206—208, 210, 211, 213, 216, 217, 219, 220, 223
Предальпы Шабле, горы 197, 198, 210, 213, 214
— Швейцарии, горы 15, 148
— Франции, горы 15
Предгорья Скалистых гор 178
Претигау 258
Прибрежная равнина Мексиканского залива 303, 356, 357, 363
Принс-Вильям, залив 118
Прованс, ист. обл. 154, 208
Промонтори 423
Псилоритис, остров 282, 285
Пьемонт, область 204, 244
Пьяченца 186

Равенна 186
Рагуза 175
Радштадт 258
Рафт-Ривер, хребет 403, 408, 409, 414, 422, 425
Реджо-ди-Калабрия 177
Ред-Лодж 116
Рейнджли 323—337
Рейнские Сланцевые горы 17
Рейс, река 249
Ретикон, горы 258, 260
Рехниц 257, 266
Рехницкие горы 259
Родопы, горы 65
Родос, остров 275, 288
Романские Предальпы, горы 197—200, 210—213, 319
Романья, географ. обл. 169, 170
Рона, река 197, 198, 247, 249
Россано 177
Ротхорн 244
Руби, горы 403, 407, 409, 412, 414

Савойя, ист. обл. 240
Салерно 179
Сан-Бруно 177
Санжинето 177
Сан-Паулу, остров 46
Санта-Лусия, хребет 375—380, 384—387
Санторин, вулкан 24, 275, 279
Сан-Фернандо 457, 458
Сан-Франциско, горы 423
Сардиния, остров 169, 187
Сароникос, залив 279
Сахарский Атлас, горы 169—171, 181
Северная Америка 14, 16, 47, 50, 52, 302, 382
— Атлантика 45, 253
— Африка 168, 174, 218
— Калабрия 168, 169, 187
Северные Апеннины, горы 12—15, 143, 146, 148, 151, 168, 169, 172, 183—187, 192, 274, 275, 285
— Аппалачи, горы 303—307
— Известняковые Альпы, горы 15, 145, 235, 236, 257—266
— Киклады 279
— Скалистые горы 461—463, 471, 475
Северный Ледовитый океан 308
— Телль-Атлас, горы 171
— Уэльс 92, 94
Северо-Западная Африка 317
Севир, плато 423
Сезия, река 235
Сен-Готард, перевал 235
Серифос, остров 65, 66, 279
Серра 177
Сибарис 177
Сидар, горы 423
Сикани, горы 175, 176
Сикинос, остров 66
Силвертон 428
Сильвретта, массив 235
Симплон, перевал 245
Сиракузы 175
Сирос, остров 66
Сифнос, остров 66
Сихарин 292
Сицилия, остров 144, 168, 169, 174—176, 178—181, 183, 185
Скалистые горы Канады 162, 305, 368, 467, 469, 482
— — США 403, 407, 413
— — южной Канады 18, 340, 341, 347, 352, 408, 477
Складчатая Юра, горы 235
Складчатые Аппалачи, горы 339, 343, 344, 354
Скорсби, залив 308
Снейк, хребет 411, 414, 422—426
Солт-Лейк-Сити 423
Сомпорт 160, 161, 165
Соро, гора 176
Спартивенто, мыс 177
Сперхиос, река 280
Средиземное море 14, 65, 275, 288, 289
Средиземноморская область 14, 16, 62, 142, 143, 273, 275
Срединные Предальпы, горы 197—200, 228, 240, 247
Средние Скалистые горы 17, 18, 22, 303, 305, 434—436, 439, 442, 444, 469
Стансбери, хребет 403, 423
Статос 289, 298
Стило 177
Столовая Юра, горы 235
Стромболи, остров 65
Суматра, остров 24
Сфакс 175
Сьерра-дель-Кади, горы 159
Сьерра-Невада, горы 374, 403, 407, 413, 422

Тавр, хребет 288
Таконик, горы 324, 326
Таннерон, массив 209
Таормина 175
Таранто 179
Таро, река 191
Татры, горы 145
Ташар, хребет 423
Твин-Систерс, район 34
Телль-Атлас, горы 169—173, 181
Тендой, хребет 465, 468
Тессин 245
Тет-де-Кугюре 205
Тет-де-л'Эстроп 205
Тинос, остров 279
Тира, остров 275, 279
Тироль, земля 269
Тирренское море 64, 68, 168, 169, 179, 180, 186
Тифенкастель 244
Тихий океан 48, 50—53, 304, 376, 377, 424
Тичино 243, 245
Тоано, хребет 423
Тойябе, хребет 403
Тоскана, область 169, 173
Трана 225
Трапани, горы 175
Тристан-да-Кунья, острова 46
Тун, остров 213, 230
Тунисский Атлас, горы 169, 171, 181
— пролив 169
Турин 197
Туррах 258
Турция 146, 149, 288, 299

Уайт, гора 455
Уа-Уа, хребет 223, 224, 226
Уинд-Ривер, хребет 435, 436
Умбрия, область 169, 173, 181
Уосатч, горы 422, 423, 426
Уошито, горы 308, 356, 359, 362—370
Урзерен, река 249

Фазли 292
Фамагуста, дистрикт 289
Фенноскандия 246
Феррара 186
Фест, развалины 278
Фиджи, острова 49
Фирвальдштетское озеро 243
Фиуме-Фреддо 177
Флоренция 180, 273
Фоджа 179
Фолегандрос, остров 66
Франко-Итальянские Альпы, горы 196
Франко-Швейцарские Альпы, горы 196
Французские Альпы, горы 15, 197, 208, 250, 264

Харт-Маунтин, горы 17, 448
Хатай, вилайет 299
Ходна, хребет 172

Центральная Америка 302
— Калабрия 169, 177, 178
— Сицилия 175
Центральное Средиземноморье 181
Центральные Альпы, горы 16, 62, 145—151, 233—238, 246, 250, 251, 259, 260
— Аппалачи, горы 341, 345, 352
— Карпаты, горы 235
— Пиренеи, горы 158, 164
— Швейцарские Альпы, горы 245
Центральный Крит 281, 285
— Ньюфаундленд 309, 310
— Троодос 297—300, 304
— Тунис 169
Цюрих 235
Цюрихское озеро 224

Черри-Крик 423—425
Чефалу 175
Чиленто, горы 169, 179

Шакка 175
Шварцвальд, горы 235
Швейцария 89—97, 108, 147
Швейцарские Альпы, горы 234, 268
Шелл-Крик, горы 423—425
Шельфовые Скалистые горы 462
Шипрок, горы 423
Шотландия 46, 313

Эвбея, остров 281
Эгейское море 64—67, 275, 279, 285
Эгина, остров 279
Эйзенштадт 257
Эла, пик 244
Эласа, остров 279
Элсмир, остров 308
Энгадин 244
Энгенфельд 261
Энс, река 269
Этна, вулкан 175
Эфтакоми 289
Эцталь 235

Юго-восточная Калифорния 407
Юго-Восточные Альпы, горы 26, 250
Южная Америка 48, 50
— Калабрия 169, 174, 177, 178
— Канада 466
— Турция 228, 290, 300
Южные Альпы, горы 26, 145—151, 238, 239, 257, 258, 263, 266, 268
— Апеннины, горы 168—174, 178—181, 275
— Аппалачи, горы 303—307, 341—347, 359
— Известняковые Альпы, горы 259
— Известняковые Апеннины, горы 170, 178—181
— Карпаты, горы 275, 277
— Пиренеи, горы 159, 166
— Субальпийские цепи 210
Южный Акамас 289
— Кипр 285, 296
— Телль-Атлас, горы 170—172
— Тунис 169
Юнгфрау, гора 225
Юра, горы 143, 147—151, 223, 224, 229, 231, 236, 249—252
Юрское плоскогорье 235
Юта, штат 303, 405—412, 416, 422—425, 435

Ява 24
Япония 273

СОДЕРЖАНИЕ

От редакции 5
Предисловие к английскому изданию 10
Введение 21
О Рейне В. Ван Беммелене 22
Главные публикации Р. В. Ван Беммелена 25

Часть I
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Р. Шолтен, К. А. Де Джонг. Введение 27
Ф. Пресс. Гравитационная неустойчивость литосферы 29
В. Якоби. Гравитационная неустойчивость и тектоника плит 39
Р. Шёйлинг. Активная роль континентов в тектоническом развитии: геотермические модели 57
Х. Рамберг. Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести, при помощи центрифуги 70
Д. Дерни, Дж. Рамсей. Нарастающие деформации, измеряемые по синтектоническому росту кристаллов 88
Б. Войт. Механика регрессивного блокового скольжения на примере развития оползня Тернагейн-Хайтс, Анкоридж, Аляска 116

Часть II
АЛЬПИЙСКАЯ СИСТЕМА В СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ

К. А. Де Джонг. Введение. Горообразование в Средиземноморской области 141
П. Шукрун, М. Сэгюре. Тектоника Пиренеев: роль сжатия и силы тяжести . . . 154
А. Кер. Калабрийско-Сицилийская дуга 168
П. Эльтер, Л. Тревизан. Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин 183
Ж. Дебельмас, К. Керкхове. Крупные гравитационные покровы в Франко-Итальянских и Франко-Швейцарских Альпах 196
М. Лемуан. О тектонике гравитационного скольжения в Западных Альпах . . 207
Г. Лаубшер. Горы Юра. 223
Р. Трюмпи. Последовательность орогенических событий в Центральных Альпах 233
Э. Клар. Структурный очерк Восточных Альп 256
Г. Вундерлих. Гравитационные аномалии, мигрирующие передовые прогибы и роль силы тяжести в перемещении покровов на примере миноид (Восточное Средиземноморье) 273
У. Тернер. Кипрский гравитационный покров и автохтонное основание Кипра 287

Часть III
СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

А. Ирдли. Введение. Тектоническое районирование Северной Америки 302
М. Кей. Тектоническое развитие Ньюфаундленда 309
Р. Мёнч. Сопоставление разрывно-складчатой тектоники, обусловленной формированием прогибов на западе штата Мэн, с тектоникой Таконских клиппов 323
С. Рут. Структура, история прогибания и тектогенез в пенсильванской части Складчатых Аппалачей 339
Г. Виле. Структура и тектоническая история гор Уошито, Арканзас 356
К. Сю. Развитие Береговых хребтов Калифорнии в мезозое (повторный обзор) 373
Л. Райт, Б. Троксел. Строение Провинции бассейнов и хребтов как результат неглубоких разрывов (юго-западная часть Большого Бассейна) 390
Р. Робертс, М. Криттенден мл. Механизм формирования складчатости на примере пояса Севир в штатах Невада и Юта. 401
Р. Хоуз, З. Данеш. Развитие позднемезозойских и раннекайнозойских структур восточной части Большого Бассейна 421
Р. Фуз. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор 434
У. Пирс. Главные особенности разлома Харт-Маунтин и проблема его образования 445
Р. Шолтен. Гравитационный механизм тектонических движений в Северных Скалистых горах США 461
Р. Прайс. Течение больших масс супракрустальных пород под действием силы тяжести (на примере южноканадских Скалистых гор) 477
Предметный указатель 489
Географический указатель 499

5р. 24к.

1770