

**СОВРЕМЕННАЯ  
ГЕОДИНАМИКА  
И  
ГЛУБИННОЕ  
СТРОЕНИЕ  
ТЕРРИТОРИИ  
СССР**

·Наука·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

СОВРЕМЕННАЯ  
ГЕОДИНАМИКА  
И  
ГЛУБИННОЕ  
СТРОЕНИЕ  
ТЕРРИТОРИИ  
СССР

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
В.Г. ТРИФОНОВ



МОСКВА "НАУКА" 1990



5204

УДК 551.24

Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. - М.: Наука, 1990. - II8 с. - ISBN 5-02-002100-8

Сборник посвящен актуальным проблемам изучения современной геодинамики и глубинного строения территории СССР. Он начинается серией работ об общих закономерностях новейшего тектогенеза, эволюции новейших структур, механизмах их формирования и возможностях использования неотектонических закономерностей для интерпретации структурных соотношений геологического прошлого. В статьях, раскрывающих новейшую геодинамику отдельных регионов (альпийской Европы, юга Средней Азии, Байкальской рифтовой зоны, горной системы Черского, Центральной Камчатки), показано применение разнообразных геологических и геофизических методов исследований. Рассмотрены сейсмические процессы и другие стихийные геологические бедствия.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, геоморфологов, геофизиков.

Рецензенты: А.Е.Шлезингер, Ю.К.Шукин

Редактор Л.П.Шейна

Recent geodynamics and deep structure of the territory of the U.S.S.R. - М.: Наука, 1990.

The Collection of papers is devoted to actual problems of investigation of recent geodynamics and deep structure of the territory of the U.S.S.R. It begins with the series of papers dealing with some general regularities of neotectonic process, evolution of neotectonic structures and ways of their formation, possibilities for interpretation of structural patterns of the geological past based on known neotectonic regularities. Papers revealing the geodynamics of some regions (Alpine belt in Europe, the South of Middle Asia, Baikal rift zone, Chersky mountain system, Central Kamchatka) demonstrate the ways of application of different geological and geophysical methods. Seismic process and other natural geological disasters have been examined also.

The Collection would be of interest for wide circle of geologists, geomorphologists and geophysicists.

С I804030000-56C 387-90 I полугодие  
 \ 042(02)-90

© Межведомственный тектонический комитет, 1990

ISBN 5-02-002100-8

## НЕОТЕКТОНИКА И АКТУАЛИЗМ

Неотектоника располагает уникальными для геологической науки возможностями детального изучения морфологии, кинематики и истории развития структур по всем объемам литосферы и в истинных пространственных соотношениях, не искаженных последующими перемещениями и физико-химическими преобразованиями. Этим объясняется тот интерес, который представляет использование неотектонических закономерностей для геодинамической интерпретации структур геологического прошлого. Такое обращение к неотектонике, определенное принципом актуализма Ч.Лайеля, оказывается эффективным во многих, но далеко не во всех случаях. Применение принципа актуализма ограничивается тем, что, хотя среди современных геологических образований действительно можно найти аналоги большинства образований прошлого, их соотношения, а стало быть, и геологическое значение сейчас и в прошлом не всегда одинаковы, поскольку при неизменности действия законов физики и химии в процессах тектогенеза роль отдельных факторов изменялась в зависимости от изменения свойств геологической среды.

Цель предлагаемой статьи – определить рамки актуалистического подхода к интерпретации древних тектонических образований, иначе говоря, выяснить, в какой мере изменялись или оставались неизменными в ходе эволюции Земли различные факторы тектогенеза. Статья не претендует на исчерпывающее решение задачи, но формулирует пути к решению и иллюстрирует их отдельными примерами.

Основные закономерности и факторы новейшего тектогенеза. В основе современных тектонических представлений лежит эмпирически установленный факт блоковой делимости литосферы: сочетания стабильных (слабо деформированных) областей с подвижными поясами и зонами разных порядков, в которых концентрируются нарушения и деформации и отмечаются наибольшие градиенты скоростей тектонических движений. По мнению Н.П.Хераскова [24.С. 391], эту особенность "следует рассматривать как проявление в земной коре одного общего закона деформации твердых тел". Развитие представлений о блоковой делимости привело к созданию концепции тектоники литосферных плит, согласно которой литосфера состоит из нескольких жестких недеформированных плит, которые раздвигаются в одних местах и сближаются в других. В зонах раздвигания происходит наращивание литосферы и, в частности, земной коры, а в зонах сближения – пододвигание одной плиты под другую и ее погружение в мантию, что сопровождается деформацией краев плит, их магматическим и метаморфическим преобразованием. Движение плит определяется конвекцией мантийного вещества Земли.

Дальнейшие исследования показали, что литосфера тектонически расслоена, т.е. разные ее горизонты находятся в разных динамических условиях, деформируются по-разному и могут испытывать перемещения с разными скоростями и даже в разных направлениях. Неотектоническая расслоенность проявляется в различиях морфологии и кинематики тектонических нарушений, развивающихся одновременно, в течение новейшего этапа, на разных уровнях литосферы [18, 19]. Нарушения и деформации верхнего слоя земной коры определяются непосредственными геолого-геоморфологическими наблюдениями, а более глубинные неотектонические образования выявляются косвенным путем – по их отражению в аномалиях поверхностно-

го структурного плана, в геофизических полях, сейсмичности, а местами также в вулканизме и гидро-геохимических аномалиях. Отражением современных границ по-разному деформируемых разноглубинных литопластин могут быть коровые волны и субгоризонтальные зоны концентрации гипоцентров землетрясений, обнаруженные в некоторых подвижных поясах.

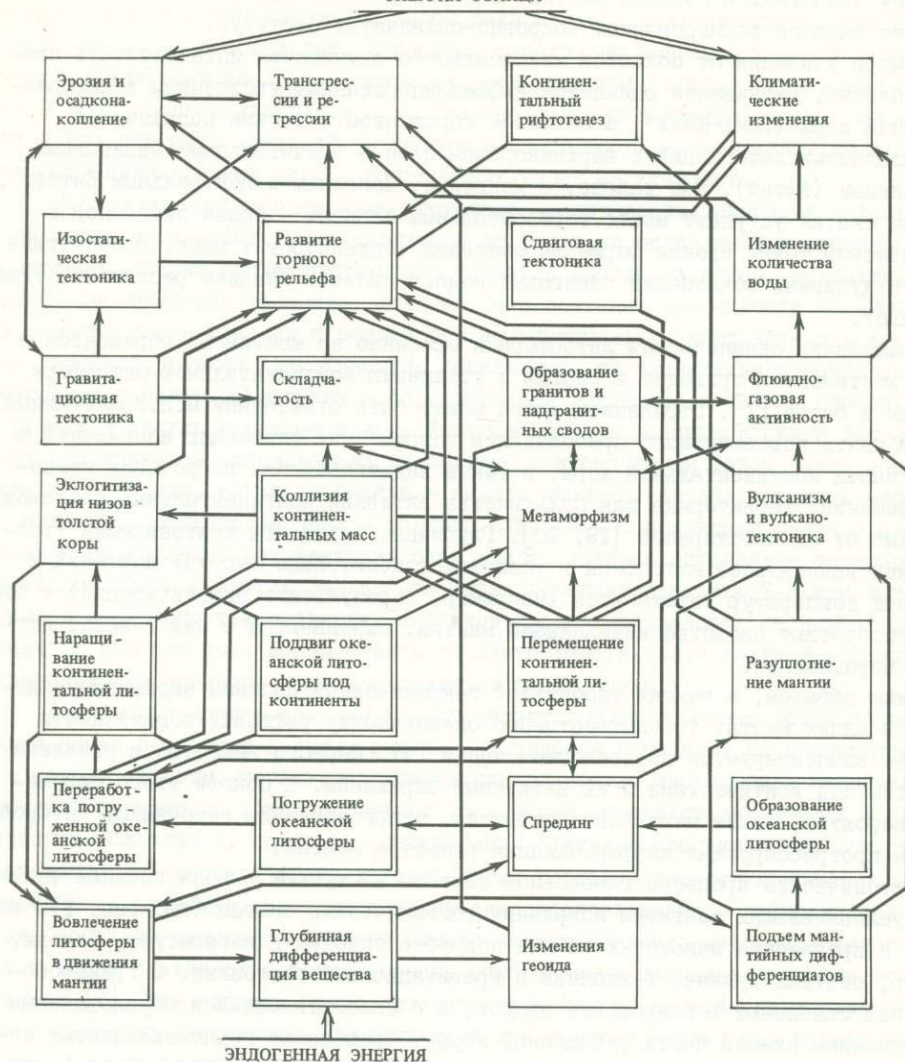
В общем случае на континентах различаются по деформационным свойствам три части литосферы: верхнекоровая, наиболее подверженная хрупким деформациям (в ней сосредоточено подавляющее большинство сильных землетрясений); нижнекоровая, пониженной прочности, с псевдопластическими и пластическими деформациями; вновь более прочная мантийная часть литосферы. В подвижных поясах картина тектонической расслоенности усложняется. Из-за тектонической расслоенности регистрируемые на земной поверхности направления и скорости относительных перемещений во многих местах характеризуют лишь коровые, а иногда лишь верхнекоровые литопластины, но могут отличаться от направлений и скоростей движений более глубинных литосферных масс. Есть основания полагать, что по крайней мере в некоторых частях континентов глубинные массы движутся быстрее [18, 20]. Сейчас появились геофизические данные о признаках тектонической расслоенности и в подвижных поясах океанов [16].

Изучение соотношений между различными неотектоническими явлениями и процессами приводит к понятию тектонической системы — совокупности природных процессов, взаимосвязанных в определенном объеме геологической среды и прямо или косвенно приводящих к движению литосферы и развитию в ней структурных форм [14, 21]. Изменение одного из параметров системы, обуславливающих тот или иной процесс, влечет за собой изменение других параметров и процессов. Мерой ранга тектонической системы служит размер области, в которой замыкаются структурные связи между параметрами системы. В этом смысле можно говорить о глобальной системе и локальных системах разных рангов (рис. 1).

Рассмотрение связей между неотектоническими процессами целесообразно начать с глобальной системы. Новые данные сейсмической томографии [1, 28] показывают весьма сложное распределение разноскоростных объемов мантийного вещества и позволяют связывать движение литосферных масс в глобальном масштабе с подъемом разогретых продуктов глубинной дифференциации вещества в верхние оболочки Земли. Здесь основные потоки тяготеют к океаническим рифтовым зонам, хотя и не всегда совпадают с ними. Продукты глубинной дифференциации наращивают литосферу и приводят к дифференцированному на разных уровнях движению океанической литосферы в сторону соседних континентов.

На активных континентальных окраинах происходит пододвигание океанической литосферы под островные дуги и края континентов. Часть пододвинутой литосферы приключается к литосфере активной окраины, а часть погружается в мантию, где до глубин 150–200 км подвергается магматической переработке; продукты которой в значительной мере поступают вверх, пополняя и перерабатывая литосферу активной окраины. Измененные таким образом компоненты океанической литосферы могут вовлекаться в дальнейшие перемещения литосферных масс в сторону континентов [20]. С такими перемещениями, особенно интенсивными на мантийном уровне, могут быть связаны локальные растяжения коры, приводящие к образованию краевых морей, а дальше в глубь континентов — торошение и скупивание литосферных масс. Отражением последних могут быть широкие горные пояса, протягивающиеся вдоль Тихоокеанского побережья на северо-востоке Азии и западе Северной Америки.

ЭНЕРГИЯ СОЛНЦА



Р и с. 1. Взаимосвязь неотектонических процессов.

Элементы глобальной тектонической системы оконтурены двойными линиями.

В еще большей мере скучивание характерно для областей континентальной коллизии, где взаимодействуют массы континентальной литосферы, вовлеченные в латеральные перемещения встречными потоками мантийного вещества. В областях наибольшего скучивания, типа Памиро-Гималайской, заметно утолщается как коровая, так и мантийная часть литосферы и возникают высокие горы. Нижние горизонты утолщенной коры испытывают термическое воздействие вплоть до частичного плавления, что приводит к гранитоидному магматизму и высокотемпературному метаморфизму вышележащих пород. Остаточные продукты плавления, обогащенные минералами основного состава, могут со временем эклогитизироваться, приближаясь по

физическим свойствам к породам мантии. В верхних слоях земной коры процесс скучивания выражен формированием покровно-складчатых структур.

По мере удаления от областей максимального скучивания интенсивность сжатия ослабевает. Скучивание сменяется дифференцированным утолщением и короблением земной коры (Тянь-Шань), а затем ее торошением с весьма подчиненной ролью складчатых деформаций в верхнекоровом слое и значительными сдвиговыми перемещениями (Алтай). Еще дальше, в Монголии, Западном и Центральном Китае, структуры сжатия уступают место горизонтальным сдвигам — более экономной с энергетической точки зрения форме перемещения верхнекоровых масс. С областями изгибов и кулисных сочленений сдвиговых поясов связаны впадины растяжения типа Байкальской.

Перемещение океанической литосферы и особенно ее мантийных горизонтов в сторону континентов приводит к сжатию и утолщению континентальной литосферы до 150 км и более [1]. Отражением этого может быть отмеченный П.Н. Кропоткиным [8] факт почти повсеместного преобладания современных сжимающих напряжений в верхней части континентальной коры, а также надвиговая или взбросовая компонента смещений, характерная для большинства активных континентальных разломов независимо от их простираций [19, 20]. Глубинные горизонты тектонически утолщенной континентальной литосферы в условиях относительно высоких давлений и повышенных температур уплотняются (например, в результате эклогитизации) и тем самым приобретают свойства никележащей мантии, смешиваются с ней и вовлекаются в ее перемещения.

Таким образом, в рамках глобальной тектонической системы наращивание литосферы в одних местах (преимущественно океанических рифтовых зонах) почти полностью компенсируется возвращением части литосферного вещества в никележащую мантию под континентами и их активными окраинами. В основе этого перемещения, вероятно, лежит мантийная конвекция, энергетическим источником которой является прогрессирующая дифференциация вещества мантии.

Тектонические процессы глобальной системы выступают в роли внешних факторов, обуславливающих развитие локальных тектонических систем (см. рис. 1). Механизмы и проявления некоторых из них подробно описаны в литературе. Таковы, например, системы вулканотектоники и гравитационной тектоники. С гранитообразованием связывают формирование сводов, а с эклогитизацией и обусловленным ею уплотнением нижней части утолщенной коры — проседание горно-складчатых сооружений и развитие впадин. Эрозия поднятий и снос обломочного материала во впадины приводит к нарушению изостатического равновесия и вызывает компенсацию такого нарушения латеральным глубинным перетоком вещества [13]. В условиях реологического расслоения литосферы компенсация может происходить на разных уровнях от пластичных горизонтов мощного осадочного чехла до астеносферы [21]. Тектоническая система компенсации нарушений изостатического равновесия интересна тем, что в ней тектонические движения возбуждаются экзогенными факторами, возникающими при значительном участии солнечной энергии, которая, таким образом, также оказывается источником тектонических процессов.

Среди хронологических закономерностей новейшего тектогенеза наиболее интересны данные о неравномерности течения тектонических процессов [7]. Проявления неравномерности имеют разную частоту. Наиболее высокочастотными проявлениями, доступными изучению геологическими методами, служат импульсные движения по активным разломам при сильных землетрясениях. При землетрясениях магнитудой [7,5] и более происходят практически мгновенные подвижки на несколько

метров, чередующиеся с эпохами спада активности, а в областях с наиболее консолидированной континентальной корой даже полного тектонического покоя продолжительностью в сотни лет. Наиболее ослабленным зонам, сложенным некомпетентными или тектонически разупрочненными породами, присущ иной режим движений — крип, сопровождающийся относительно слабыми землетрясениями. Но и в таких зонах скорость движений не остается постоянной, а возрастает до и после землетрясений средней силы, происходящих через десятки лет.

Неравномерности более низкочастотные представлены эпизодами и фазами тектонической активизации, чередующимися со стадиями ослабления интенсивности процессов. Анализ неотектонического развития многих регионов, находящихся в разных динамических условиях, показал, что основные особенности новейшего этапа: господство регрессий и обилие гор на континентах, контрастность вертикальных движений, резкая климатическая зональность со значительным похолоданием в умеренных и полярных широтах — формировались длительно и начали обозначаться в разных областях в разное время. Решающая роль в возникновении и закреплении этих особенностей принадлежала глобальным тектоническим фазам конца эоцена — начала олигоцена, конца олигоцена — начала миоцена, начала среднего миоцена и, наконец, позднего миоцена — раннего плиоцена. С последней связано окончательное становление тех тектонических черт, которые определяют своеобразие новейшего этапа развития Земли. Эта фаза продолжительностью 7–8 млн лет объединяет несколько тектонических эпизодов продолжительностью от первых сотен тысяч до 2–3 млн лет. К ним близок по длительности более поздний эпизод активизации конца среднего — начала позднего плейстоцена.

Все фазы и многие эпизоды характеризуются одновременным возрастанием интенсивности процессов в зонах сжатия, растяжения и сдвига. Но намечаются более слабые эпизоды, характеризующиеся синхронностью иного рода: активизация движений в рифтовых зонах совпадает во времени со спадом активности в орогенических областях и, наоборот, активизация сжатия в орогенических областях оказывается синхронной спаду интенсивности раздвигания, структурным перестройкам и, возможно, местами слабому складкообразованию в рифтовых зонах. К таким событиям относятся эпизоды самого начала позднего миоцена, раннего плиоцена после понтической трансгрессии, самого конца плиоцена — начала эоплейстоцена [7]. Эти эпизоды можно рассматривать как проявления периодической смены сжатия и растяжения, охватывающие как орогенические, так и рифтовые пояса. Однако выявить более древние подобные эпизоды и определить их хронологические закономерности трудно, поскольку они подавлены более интенсивными фазами и эпизодами общей тектонической активизации.

Среди факторов, обуславливающих закономерности и особенности новейшего тектогенеза, обратим внимание на те, которые могли изменяться в процессе эволюции Земли. Это, прежде всего, строение и физические свойства литосферы: наличие осадочного чехла, подвергающегося складчатым деформациям; хрупкость верхней части континентальной коры, обуславливающая широкое развитие разломов; изменение физических свойств литосферы с глубиной, делающее возможным ее тектоническое расслоение; наконец, достаточно высокая средняя мощность континентальной коры, которая из-за этого способна, подвергаясь короблению и утолщению в областях сжатия, создавать тектонические формы, заметно выраженные в рельефе. Вторая группа факторов — интенсивность и распределение в верхних оболочках Земли продуктов глубинной дифференциации вещества. В новейшее время это распределение таково, что определяет тенденцию к движению литосферных

масс в направлении континентов, что поддерживает их высокое стояние и широкое развитие гор. Третья группа факторов — экзогенная. Здесь представляется существенной интенсивность эрозии континентальных поднятий и переноса обломочного материала, которые, помимо тектонических особенностей, обусловлены дифференцированностью климата, широким распространением аридных условий и связанным с похолоданием уменьшением объема биомассы в полярных и умеренных широтах. Интенсивность действия экзогенных факторов определяет существенную роль изостатической тектоники в развитии современного рельефа.

Неизменные характеристики. Оценивая значение закономерностей новейшего тектогенеза для интерпретации структур и их соотношений в геологическом прошлом, следует различать неизменные характеристики, в одинаковой или близкой мере присущие новейшему и более древним этапам, и различия в проявлениях тектонических процессов, обусловленные глобальными изменениями, направленными или циклическими.

Накопленный к настоящему времени материал по измерениям и интерпретации полосовых магнитных аномалий в Мировом океане и анализ данных глубоководного бурения позволяют сейчас оценить если не детали, то общие тенденции изменений скоростей спрединга с юрского периода поныне. Намечается некоторое возрастание скоростей спрединга в позднем мелу и, возможно, в поздней юре [9, 33], но, видимо, они отличались от современных в среднем не более чем в два раза. Поэтому относительные скорости латеральных перемещений, обуславливающих развитие тех или иных новейших структур, дают представление и о кинематических условиях развития структур в более древние эпохи фанерозоя. Новейший этап отличается от них не столько скоростями горизонтальных перемещений, сколько их большей вертикальной составляющей.

Другую группу мало меняющихся характеристик составляют структурные рисунки — сочетания тектонических форм и нарушений на поверхности континентов. На сходство новейших и более древних структурных рисунков как ключ к пониманию происхождения последних обратил внимание А.В. Лукьянов [10]. Если для древних эпох мы далеко не всегда можем утверждать, что элементы структурного рисунка одновозрастны или их разновозрастность в рамках ограниченного временного интервала определяется закономерной последовательностью развития, то для новейшего этапа такая временная связь элементов структурного рисунка доказывается уверенно и позволяет говорить о единстве происхождения. Наиболее очевидна она для сочетаний тектонических нарушений, возникающих при современных катастрофических землетрясениях.

Для изучения и генетической интерпретации континентальных структур геологического прошлого важны общие закономерности изменения новейших структурных рисунков по мере удаления от областей максимального сжатия литосферных масс: смена складчато-надвиговых образований и общего, хотя и дифференцированного по глубинам скупивания более простыми формами коробления и локализованного утолщения земной коры и, наконец, блоковыми структурами почти без складчатых изгибов, но с ведущей ролью сдвиговых нарушений — как секущих, так и продольных к структурным формам, выраженным в рельефе. В кинематических реконструкциях древних эпох продольные сдвиги долгое время недооценивались и лишь неотектонические исследования показали их истинное значение в перемещении горных масс. Все большее значение приобретает сейчас и сопоставление фаций и вещественного состава новейших и древних горных пород для интерпретации

тектонических обстановок прошлого, например, для выявления структур древних континентальных окраин разного типа.

Для изучения древней тектоники важны и обнаруженные разночастотные проявления неравномерности развития новейших структур. С импульсностью движений, проявляющейся сейчас в чередовании сильных землетрясений с эпохами относительного тектонического покоя, в прошлом могло быть связано формирование флишевых толщ и, возможно, комплексов параллельных даек. Более низкочастотные проявления неравномерности новейшего развития, выраженные глобальными фазами и эпизодами тектонической активизации [7], проливают дополнительный свет на решение вопроса, соответствовали такие фазы и эпизоды прошлого эпохам общего возрастания интенсивности разных тектонических процессов в кинематически разнородных зонах или события в зонах сжатия и растяжения активизировались в "противофазе", означая чередование таких состояний в развитии Земли [9, II, 23]. Данные неотектоники показывают, что в течение новейшего этапа существовали фазы и эпизоды обоих типов, причем эпохи общей активизации тектонических процессов проявляются сильнее и в значительной мере затушевывают эпизоды попеременного сжатия и растяжения.

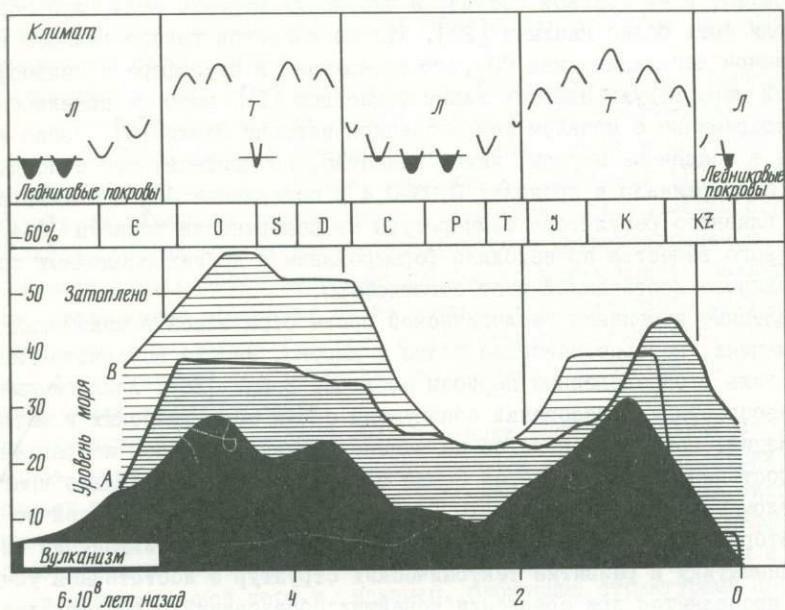
Направленные изменения. Работы по составлению Тектонической карты Северной Евразии [12, 16] выявили главную тенденцию тектонической эволюции литосферы — последовательное наращивание мощности и сиализации земной коры в ходе вещественной дифференциации недр планеты. Очевидно, что параллельно с наращиванием коры возрастал за счет ювенильных поступлений объем гидросферы. Изменялся, вероятно, и ее солевой состав, в частности морские воды глубокого докембрия могли быть более кислыми [27]. Что же касается такого важного компонента глубинной дегазации, как  $\text{CO}_2$ , его содержание в атмосфере и гидросфере в значительной мере регулировалось живым веществом [5], которое появилось практически одновременно с началом геологической истории Земли [6]. Уводя излишки углекислоты в осадочные породы, живое вещество, по крайней мере с позднего докембрия, поддерживало в пределах 0,03–0,4 % содержание  $\text{CO}_2$  в нижней атмосфере, как главного регулятора температуры на поверхности планеты [2–4]. С участием живого вещества происходило формирование и других осадочных пород [5], обусловившее постепенный рост стратисферы.

Направленные изменения геологической среды отразились в некоторых осадочных формациях, которые наиболее полно и широко, иногда исключительно, формировались лишь в определенные периоды эволюции Земли [26]. Аналогичные различия разновозрастных образований обнаружены среди магматических и метаморфических формаций. Пока окончательно не выяснено, накапливались направленные изменения постепенно или в истории Земли существовали сравнительно кратковременные переломные периоды. Как будто большинство исследователей сейчас склоняется ко второму. Как бы то ни было влияние направленных изменений на морфологию, кинематику и развитие тектонических структур с достаточной убедительностью проявляется при сравнении новейших образований с весьма удаленными от них по времени докембрийскими образованиями.

Так, земная кора глубокого докембрия, маломощная и к тому же, вероятно, более прогретая, не могла испытывать столь значительного скупивания и коробления, как современная, и соответственно создавать столь же высокие горы. Разогретая кора была более благоприятной средой для развития пластических деформаций. Вместе с тем меньшая мощность стратисферы не способствовала развитию

в ней складок современного типа и отслоению осадочного чехла от фундамента. На понижение контрастности рельефа влияло и общее количество свободной воды. Нетрудно сосчитать, что изостатическая компенсация удаления всей воды современных океанов уменьшила бы контрастность гипсометрического положения современных континентов и океанов примерно на 1,8 км. Показателем меньшей высоты и дифференцированности горного рельефа служат докембрийские конгломераты. В целом они распространены гораздо меньше новейших моласс и подобно конгломератам Витватерсранд в Южной Африке более выдержаны на площади. Меньшая высота и дифференцированность гор, общая невысокая контрастность рельефа сокращали возможности экзогенного переноса вещества и развития изостатической тектоники.

Циклические изменения. Неизменные тектонические процессы и направленные изменения геологической среды служили фоном, на который накладывались циклические изменения. Они надежно выявлены в фанерозойской истории Земли по разнообразным геологическим данным. Такие особенности новейшего этапа, как господство регрессий на континентах, широкое развитие гор, резко выраженная климатическая зональность вплоть до появления оледенений, присущи и некоторым другим геологическим эпохам: самому концу докембрия, отчасти раннему девону и особенно перми и началу триаса (рис. 2). Наряду с новейшим этапом их можно назвать геократическими эпохами.



Р и с. 2. Корреляционная схема морских трансгрессий (А и В), интенсивности магматизма и климатических изменений в разные периоды фанерозоя (по [22])

Л - оледенение, Т - потепление

Им противопоставляются таласократические эпохи, для которых характерны континентальные трансгрессии, ослабленный перенос продуктов разрушения гор, уменьшение климатических контрастов и общее возрастание среднегодовых температур. Исследователи [30, 32, 33] дают несколько различные оценки распространения трансгрессий в разные геологические периоды, но сходятся в том, что типичными таласократическими эпохами с затоплением 40 % площади континентов были ордовик, вторая половина девона с началом каменноугольного периода, мел и, возможно, поздняя юра (см. рис. 2). Эти эпохи отличались от геократических и другими параметрами, в частности обилием магматических образований. М.И.Будыко, А.Б.Ронов и А.Л.Яншин [2-4] исследовали количество континентальных вулканических пород, извергнутых в разные периоды фанерозоя и обнаружили максимумы активности, приходящиеся на средний-поздний девон, в меньшей степени раннюю пермь, средний и поздний триас и меловой период (рис. 3). Эти данные не характеризуют, однако, магматическую активность всей Земли, поскольку не полностью учитывают вулканизм океанов и, конечно, не могут учесть степени экзогенного разрушения вулканических пород. Поэтому более предпочтительными для подобных оценок кажутся плутонические образования. Но в той мере, в какой они доступны изучению, плутонические образования характеризуют не столько поступление первичных продуктов мантийной дифференциации, сколько вторичную их переработку на активных континентальных окраинах и в зонах коллизии. Доказана, однако, по крайней мере для мела и палеогена, прямая корреляция интенсивности спрединга, связанного с поступлением первичных продуктов мантийной дифференциации, и интенсивности интрузивного магматизма на активных окраинах [9]. Стало быть, интенсивность формирования плутонов может служить показателем общей магматической активности. Подсчеты, выполненные для гранитоидов периферии Тихого океана и Северной Америки (см. рис. 2), выявили максимумы их формирования в ордовике, девоне и мелу [9, 22, 29].

Таким образом, обилие трансгрессий в таласократические эпохи оказывается связанным с магматической активностью [22], отражающей поступление в верхние оболочки Земли продуктов глубинной дифференциации вещества. Связи между этими группами процессов многообразны и нередко опосредствованы (рис. 4). Наиболее очевидным фактором может быть поступление вместе с силикатными продуктами дифференциации дополнительных порций ювенильной воды, что само по себе могло повлиять на уровень Мирового океана. Другая группа процессов связана с относительным положением континентальных масс и областей поступления в верхние оболочки Земли продуктов глубинной дифференциации. Современная эпоха характеризуется значительной сомкнутостью континентов. Сближенные Евразия и Африка составляют 56 % площади континентов, причем в позднем миоцене они были даже более сомкнуты, чем сейчас, поскольку Средиземного моря в современном виде не существовало. В позднем палеозое, при максимальном сближении материков Пангеи, показатель сомкнутости был еще выше. Сомкнутые континенты характеризуются значительным удалением центральных частей от главного базиса эрозии - Мирового океана, что затрудняет их эрозию и удаление обломочного материала. Представляется, что высоты до 1,5-2 км в центре Евразии обусловлены не тектоническим воздыманием, а удаленностью главного базиса эрозии.



Современная сомкнутость континентов связана с расположением мировой рифтовой системы, обуславливающим движение литосферных масс в сторону континентов, что поддерживает сжатие и высокое стояние последних. Мировая рифтовая система возникла в очертаниях, близких к современным, лишь в начале кайнозоя [15]. В меловое время зоны спрединга были более разобщены и многочисленны. С одной стороны, это могло приводить к увеличению суммарной протяженности океанических зон спрединга и интенсивности подводного вулканизма, отчего уменьшался объем океанических впадин и вода частично "выплескивалась" на континенты [31]. С другой стороны, разобщение зон спрединга означало их распространение на территории континентов, отчего происходило дробление последних, современная тенденция к сжатию континентов ослабевала или не проявлялась вовсе и соответственно падала рельефообразующая роль этого фактора. Дробление и раздвигание континентальных масс происходило неоднократно в течение мезозоя. Значительная часть континентальных масс восточного полушария существовала в меловое время (за исключением самого конца мела, когда обозначились противоположные тенденции) в виде обособленных субконтинентов и микроконтинентов. От этого сокращалась удаленность верховий водотоков от главного базиса эрозии, что приводило к уменьшению гипсометрических высот в центральных частях континентов. Другим следствием разобщенности континентальных масс было увеличение их суммарного периметра, т.е. площадей с переходным от континентального к океаническому типу коры, в первую очередь затопляемых водами Мирового океана [22].

Обширная группа природных процессов связана с побочными эффектами вулканизма — увеличением содержания аэрозоля и  $CO_2$  в атмосфере. Первый из-за высокой отражательной способности понижает солнечную радиацию и соответственно температуру земной поверхности, а второй из-за парникового эффекта повышает ее, причем влияние  $CO_2$  в несколько раз больше, чем аэрозоля [2]. Сопоставление для континентов количества вулканогенных пород и содержания  $CO_2$  в осадочных породах того же возраста показало (см. рис. 3), что для разных периодов фанерозоя эти характеристики прямо коррелируют друг с другом [2-4]. В эпохи усиленного вулканизма уменьшалась климатическая контрастность и возрастала на несколько градусов средняя температура поверхности планеты, что проявилось в результатах палеотемпературного анализа морских осадков, фациях отложений и распространении растительных и животных сообществ. Обилие  $CO_2$  и более благоприятные климатические условия способствовали возрастанию объема биомассы, что приводило к ослаблению эрозии и соответственно выравниванию рельефа и развитию трансгрессий.

Намечается и еще одна тенденция, свойственная таласократическим эпохам. Обильное поступление в верхние оболочки Земли разогретых продуктов глубинной дифференциации могло приводить к перерождению или отторжению и погружению мантийной части литосферы. Иначе говоря, ситуация, сравнительно редкая на современных континентах, когда непосредственно под земной корой располагается разуплотненная и разогретая мантия с вязкостью астеносферы, могла быть более характерной для таласократических эпох. Это должно было приводить к разогреву континентальной коры и повышению ее способности к пластической деформации. В таких условиях приближались к поверхности уровни тектонического расслоения земной коры, а градиенты дифференцированных латеральных перемещений в отдельных слоях повышались. Вместе с тем утоненная и менее вязкая литосфера оказы-

валась менее способной создавать высокие горы, что приводило к дополнительному сглаживанию рельефа континентов.

Таким образом, разнообразие геологические процессы, присущие таласократическим эпохам, прямо или косвенно действовали так, что приводили в совокупности к эффектам, противоположным эффектам новейшего тектогенеза: сглаживанию рельефа и развитию трансгрессий, уменьшению высоты гор, выравниванию и общему потеплению климата. В этих условиях ослабевали эрозивные процессы и переотложение обломочного материала, что сводило к минимуму вертикальные движения, связанные с изостатической компенсацией.

х х

х

П.Тейар де Шарден [25] назвал современность "мгновенным сечением безграницных временных волокон". Это сечение в тектоническом отношении изучено гораздо полнее и детальнее предшествующих. Оно позволило с наибольшей полнотой выявить разнообразные и сложные связи между отдельными процессами и явлениями. Чтобы воспользоваться ими для истолкования разрозненных проявлений тектоники прошлого, следует учитывать изменения геологических процессов и свойств литосферы в ходе эволюции Земли. Необходимо различать "сквозные" процессы, приводившие к сходным эффектам в разные геологические периоды, и направленные и циклические изменения. К числу "сквозных" характеристик, наиболее полно определенных для новейшего этапа, относятся: порядок скоростей относительных горизонтальных перемещений отдельных объемов литосферных масс, сочетания структур определенного происхождения, проявления неравномерности их развития и, в частности, импульсности тектонических движений.

Направленные изменения связаны с наращиванием объема и специализации земной коры, выделением других продуктов глубинной дифференциации вещества. Эти изменения обнаруживаются при сравнении с новейшим этапом удаленных геологических эпох. Меньшая мощность и повышенная пластичность литосферы глубокого докембрия обусловили меньшую ее способность к формированию значительных дифференцированных поднятий и хрупкому разрушению разломами.

Циклические изменения выразились в течение фанерозоя чередованием геократических, к которым относится новейший этап, и таласократических эпох. Особенности последних связаны с усиленным магматизмом, который отражает интенсивность поступления в верхние оболочки Земли продуктов глубинной дифференциации вещества. Отсюда следует важный вывод, что подъем глубинных дифференциатов к поверхности Земли осуществлялся в фанерозое неравномерно и, возможно, развивался как автоколебательный процесс.

#### Литература

1. Андерсен Д.И., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16-25.
2. Будыко М.И. Пути воздействия вулканических извержений на климат // Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1986. С. 145-166.
3. Будыко М.И., Ронов А.Б. Эволюция атмосферы в фанерозое // Геохимия. 1979. № 5. С. 643-653.
4. Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. Эволюция атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 160 с.
5. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1987. 340 с.

6. Заварзин Г. А. Роль бактерий в геохимическом прошлом Земли // XXУП Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 19: Сравнительная планетология. С. 129-135.
7. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. 186 с.
8. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3-24.
9. Ломизе М. Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте // Там же. № 2. С. 14-23.
10. Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с.
11. Милановский Е. Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсаций Земли // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 7. С. 3-29.
12. Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С. и др. Формирование земной коры континентов // Геотектоника. 1985. № 3. С. 75-76.
13. Пономарев В. С., Тейтельбаум Ю. М. Особенности строения тектоносферы, связанные с процессом восстановления изостазии, и сейсмичность. Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978. С. 181-198.
14. Пономарев В. С., Трифонов В. Г. Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81-94.
15. Пущаровский Ю. М. Мировая рифтовая система - редкое событие в геологии? // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 98-101.
16. Пущаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5-13.
17. Тектоническая карта Северной Евразии / Под ред. А.В.Пейве, А.Л.Яншина. М.: Мингео СССР, 1980.
18. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
19. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
20. Трифонов В. Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25-38.
21. Трифонов В. Г., Пономарев В. С. Причины горообразования // Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты: Тез. докл. Междунар. симпоз. Иркутск, 1987. С. 77-78.
22. Фишер А. Два суперцикла фанерозоя // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 133-155.
23. Хайн В. Е. Основные фазы раскрытия современных океанов в сопоставлении с событиями на континентах // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1985. № 3. С. 3-11.
24. Херасков Н. П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
25. Шарден П. Т. Феномен человека. М.: Наука, 1987. 240 с.
26. Яншин А. Л., Марков М. Л. Об эволюции осадочных формаций в геологической истории // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 74-81.
27. Chen Fu, Zhu Xiaoging. Atmosphere history of the Earth and evolution of the terrestrial planets atmospheres // IUGG: Abstr. XIX Gen. Assembly. Vancouver: Univ. Brit. Columbia, 1987. Vol. 1. P. 92.
28. Dziewonski A. M., Morrelli A. Aphericity of the lower mantle from travel time data // Ibid. P. 45.
29. Engel A. E., Engel C. G. Continental accretion and the evolution of North America // Advancing frontiers in geology and geophysics / Ed. A.P.Subramaniam, S.Balakrishna. Hyderabad: I Ind. Geophys. Union, 1964. P. 17-37.

30. Hallam A. Secular changes in marine inundation of USSR and North American through the Phanerozoic // Nature. 1977. Vol. 269. P. 769-772.
31. Johnson J. G. Sea-floor spreading and orogeny: correlation or anti correlation // Geology. 1974. Vol. 2, N 4. P. 199-201.
32. Ronn P. A. Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, seafloor spreading and eustasy inferred from the Central North Atlantic // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84, N 9. P. 2851-2872
33. Vail P. R., Mitchum R. M. (Jr.), Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Pt 4 // Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. Vol. 26. P. 83-97.

55I.24.02:55I.79

В.С.Пономарев, А.Н.Ромашов

#### СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ДВУХСЛОЙНЫХ СИСТЕМ И ЕЕ НЕО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Двухслойные системы в геологической среде. Геологическая среда, рассматриваемая на любом масштабном уровне, представляет собой конгломерат неоднородностей с сильной дисперсией физико-механических свойств как при переходе от одной неоднородности к другой, так и внутри каждой неоднородности. В структурном отношении неоднородность среды проявляется в существовании слоев или блоков разной величины, совмещенных в пространстве, т.е. в существовании сложных многоуровневых систем, организованных по принципу структур, вложенных одна в другую.

Прослеживается иерархия неоднородностей геологической среды от микроскопических композиций минеральных зерен до таких глобальных структурных образований, как системы "континент-океан" или системы геофизических оболочек Земли. В последнее время наметилась тенденция рассматривать тектоносферу именно в этом аспекте - не как механически сплошное целое, пусть и разнородное по своим физико-механическим свойствам, а как иерархическое сообщество структурных элементов, взаимодействующих между собой и тем самым составляющих некоторое сложно организованное системное целое.

На нынешнем этапе развития этого представления выделяются два направления. Одно из них в качестве всеобщего принципа организации геологической среды рассматривает ее блоковую делимость [19], в другом направлении обращается внимание на тектоническую расслоенность литосферы [11, 21].

Структурные композиции среды, сколь бы в целом сложны они ни были, состоят из сравнительно простых и единообразных по устройству первичных элементов, которые можно представить как двухслойные системы - области контакта двух смежных слоев с передачей механической энергии от одного слоя к другому. В качестве слоев могут рассматриваться как собственно слои в их обычном геологическом понимании, так и прилегающие друг к другу участки смежных геологических тел - от крупных структурных единиц на уровне оболочек Земли до сцементированных в горную породу зерен минералов. Механическое поведение различных структурных композиций геологической среды во многом предопределяется теми процессами, которые имеют место в их двухслойных элементах.

Двухслойные модели. Геологами собран обширнейший фактический материал о структурном состоянии вещества в зонах разломов, а также многие другие све-

дения, которые так или иначе освещают кинетику разрушения естественных двух-слойных систем. Этот материал требует обобщения в рамках таких представлений геомеханики, которые бы давали возможность как более глубокого понимания физико-механической сущности процессов на контактах геологических тел, так и возможность их количественного анализа.

В большинстве задач механики формирование структур разрушения в области контактов разнородных геологических тел не рассматривается. Обычно задачи ставятся в более общем, интегральном виде. Условия на контактах, например, учитываются как "шероховатости" или в виде коэффициента трения между взаимодействующими поверхностями. В других задачах при попытке понять особенности формирования структур разрушения используются слишком упрощенные модели среды. Последняя, например, часто рассматривается как линейно упругая среда.

Пока, видимо, наибольшее соответствие натуре достигается лабораторным моделированием. Так, опыты по разрушению образцов послужили основанием для разработки теории кинетической прочности [3]. Большой экспериментальный материал по разрушению в условиях сдвига обобщен в теории лавинонеустойчивого трещинообразования [8].

Обе указанные теории сходны во взгляде на основную схему кинетики разрушения, согласно которой при нагружении материала сначала в нем возникает множество хаотически рассеянных трещин, а затем трещины по мере их роста и слияния локализуются в области будущего "магистрального" разрыва. Но обе эти теории рассматривают образование разрывов либо в квазигомогенной среде, либо на контакте тел, различия физико-механических свойств которых в процессе разрушения существенной роли не играют.

Среди опытов, нацеленных на выяснение механизма образования структур при взаимодействии механически разнородных тел, можно указать на опыты по моделированию формирования структур будинажа или на опыты, основанные на получении сдвигов Риделя в искусственно созданных зонах дробления между поверхностями блоков материала [16]. Но и в этих случаях образующиеся структуры рассматриваются как результат разрушения инородной прослойки, заключенной между однородными блоками материала. Само образование этой прослойки как результат механической неоднородности контактирующих блоков в этих случаях также не рассматривается.

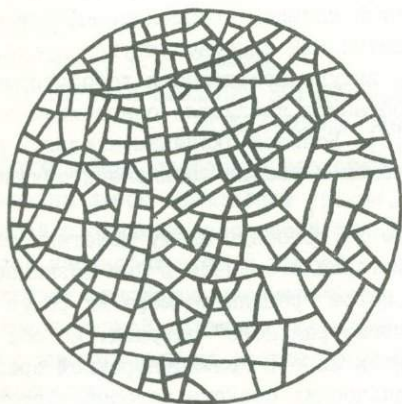
Задаче уяснения процессов разрушения, протекающих в условиях контакта разнородных по своим физико-механическим свойствам блоков материала, соответствуют двухслойные модели.

Устройство двухслойных моделей и особенности разрушения материалов в этих моделях освещены в многочисленных публикациях [4, 6, 18]. Принцип их устройства следующий. Модель состоит из двух слоев - верхнего и нижнего. Нижний слой модели - лист резины толщиной около 1,5 см и площадью порядка 0,25-0,5 м<sup>2</sup>. С помощью домкратов лист резины можно подвергать одноосному, двухосному или плоскому всестороннему растяжению. На лист резины в его ненапряженном состоянии заливают расплав легкоплавкого вещества (например, слой парафина), который, застывая, прочно скрепляется с резиновой подложкой и образует верхний слой модели толщиной 1,5-3 мм. При растяжении резины - нижнего слоя - растяжение передается и верхнему слою - застывшему парафину, в результате чего в нем возникают трещины.

Характер трещиноватости в верхнем слое зависит от способа нагружения модели. При одноосном растяжении возникают системы субпараллельных трещин,

простираются перпендикулярно по отношению к направлению растяжения. При более сложном нагружении модели – при двухосном растяжении или при плоском всестороннем растяжении (радиально-симметричном) – в верхнем слое образуются более сложные системы трещин. Пример разрушения круглого блока модельного материала при плоском всестороннем растяжении приведен на рисунке.

Структура трещиноватости и кинетика образования трещин в двухслойных моделях в своих основных чертах качественно отличаются от картины развития трещиноватости, наблюдаемой при "обычных" способах нагружения, например при растяжении или изгибе лабораторных образцов.



Система трещин в раздробленном верхнем слое двухслойной модели

Возникающие трещины представляют собой трещины хрупкого отрыва. Они не заканчиваются "слепо" в толще материала, а прорастают до выхода на границу блока либо до встречи с другой трещиной, в процессе роста так изменяя траекторию своего движения, чтобы подойти к этой границе или трещине под углом, стремящимся к  $90^\circ$ . Вследствие этого материал оказывается расчлененным системой трещин на отдельные – "блоки", из-за чего поверхность верхнего слоя приобретает полигональную, "блочную" структуру. Если материал достаточно хрупок, прорастание трещин сопровождается излучением упругих импульсов.

При обычном нагружении развитие трещиноватости начинается с образования самых мелких трещин, которые затем последовательно укрупняются вплоть до образования главной, "магистральной" трещины, разрушающей образец. В двухслойных моделях, наоборот, вначале возникают по преимуществу самые крупные трещины. В дальнейшем процесс трещинообразования состоит в расчленении первоначально образовавшихся крупных отдельных частей на более мелкие – процесс трещинообразования в точности соответствует понятиям "дробление", "измельчение".

Появлению "магистральной" трещины при обычном нагружении предшествует возникновение системы эшелонированных трещин, как бы трассирующих будущий разрыв. Ничего подобного не наблюдается при разрушении в двухслойных моделях. Трещины во всем видимом диапазоне их размеров (не менее четырех порядков) не проявляют тенденции к образованию эшелонированных, кулисообразных или иных систем линейного простирания. Наоборот, каждая вновь возникшая трещина расчленяет отдельность, в которой она возникла, примерно пополам, т.е. каждая последующая трещина стремится возникать на наибольшем удалении от своих смежных с нею трещин примерно того же простирания. На плотность сети трещин может влиять неоднородность материала, например неравномерная толщина верхнего

слоя. Но однородный блок материала покрывается сетью трещин статистически равномерно.

Зависимость характера разрушения от схемы энергоснабжения. Характер разрушения в целом определяется способом подвода энергии, за счет которой выполняется работа по деформированию и разрушению материала.

По аналогии с энергоснабжением в электрических системах, а также применяя принцип построения механических моделей, используемых в реологии, будем различать две основные схемы снабжения элементов деформируемого тела механической энергией – последовательного и параллельного энергоснабжения.

В реальных механических системах энергоснабжение может осуществляться по более сложным схемам, представляющим различные комбинации основных схем. Вместе с тем достаточно близкое соответствие этим схемам наблюдается и в реальных системах.

Так, образец, подверженный одноосному растяжению, можно рассматривать как механическую систему с последовательным энергоснабжением: поток энергии в этом случае передается последовательно от одного сечения образца к другому и разрыв образца в любом из них тем самым разрывает и поток энергии. Напряжения при этом снимаются во всех сечениях образца и во всем образце в целом.

Взглянем на кинетику разрушения с этой же точки зрения. На первом этапе нагружения плотность потока энергии во всех сечениях образца примерно одинакова, что и отражает появление начальных трещин, статистически равномерно рассеянных во всем объеме образца. Однако неизбежная неравномерность процесса разрушения рано или поздно влечет за собой опережающее развитие разрушения в каком-либо одном из множества сечений образца, пусть вначале и незначительное. По мере того как эффективная площадь, выдерживающая нагрузку, в ослабленном сечении начинает уменьшаться, напряжения растут, процесс разрушения со временем принимает ускоренный, прогрессирующий характер. Вследствие этого явления предразрушения, выражающиеся в появлении новых трещин, в росте и слиянии трещин, возникших ранее, а также в различных реологических эффектах, оказываются естественным образом локализованы в ослабленном сечении, этим еще более ускоряя в нем темп разрушения вплоть до возникновения "магистрального" разрыва, т.е. до "разрушения" образца, а если сказать точнее – до прекращения дальнейшего энергоснабжения образца.

Качественно сходная картина наблюдается и в образцах, подвергнутых кручению или изгибу, а также в других случаях и в особенности тогда, когда какое-либо из сечений образца по той или иной причине оказывается ослабленным еще до нагружения.

В двухслойной модели каждая единица площади, каждый участок верхнего слоя снабжается энергией не от своих соседей, а из нижнего слоя. Развитие разрушения на каждом участке происходит достаточно автономно и зависит от разрушения на смежных участках лишь в той мере, в какой возникновение трещины в верхнем слое влияет на перераспределение напряжений в этом слое. Поэтому, если общая тенденция процесса разрушения в системах с последовательным энергоснабжением направлена на возникновение главной, "магистральной" трещины, то в случае параллельного энергоснабжения разрушение направлено на образование статистически равномерной системы трещин, расчленяющих среду на отдельные и тем самым предопределяющих ее блоковую структуру.

Сходно с разрушением, осуществляющимся при параллельном энергоснабжении, и разрушение при автономном энергоснабжении в случае, когда вещество

снабжается энергией не извне, а когда она вырабатывается в результате тех или иных энергетических преобразований непосредственно в самом веществе. Такой "скрытой" или "латентной" энергии упругих деформаций соответствуют структурные напряжения. Им посвящен целый ряд работ, в том числе [I2-I4].

Внешнее сходство разрушения при параллельном и при автономном энерго-снабжении имеет глубокую внутреннюю причину: если в первом случае энергетическое питание систем автономно лишь частично, поскольку оно осуществляется через общую подложку, то во втором случае оно автономно полностью. Различие характера разрушения в том и другом случае лишь в том, что при частичной автономии трещины, развивающиеся вблизи подложки, имеют плоский, полигональный характер, например трещины на поверхности напластований, а в случае полной автономии системы трещин могут быть объемными. Среда, уже изолированная в процессе дробления на отдельные блоки, может подвергаться дальнейшему дроблению, протекающему "самопроизвольно", за счет неполностью высвобожденной латентной энергии.

В соответствии с изложенным будем различать два рода разрушения: разрушение первого рода, свойственное системам с последовательным энергоснабжением и направленное на образование "магистральных" трещин, и разрушение второго рода, соответствующее разрушению систем с параллельным и автономным энергоснабжением и направленное на равномерное дробление материала, образование его блочной структуры.

Структуры разрушения второго рода в геологической среде. Системы трещин с рисунком, характерным для разрушения верхнего слоя в двухслойных моделях, имеют самое широкое распространение. И хотя конкретные обстоятельства их появления весьма различны, в основании этих обстоятельств лежит все тот же так или иначе выраженный принцип двухслойности.

Примерами могут служить "такыры" - системы трещин, образующиеся в корках обводненных глин при их усыхании, или системы трещин в пересыхающей почве. Подобные системы трещин развиваются с течением времени в шугатурке, в асфальтовых покрытиях, в масляной краске на старинных картинах. Ту же природу имеет и характерная бороздчатость коры многих пород деревьев.

Блочная делимость земной коры, ее "кусковатость" связаны с тем, что горные породы в их естественном состоянии не представляют сплошной массы, а расчленены трещинами или более сложно построенными зонами разрывных нарушений на отдельные, т.е. на такие объемы пород, которые отделены друг от друга поверхностями разрывных нарушений.

Блочная делимость на начальных стадиях ее образования не представляет собой хаотического нагромождения горной породы, подобного тому, какое можно видеть в каменных осыпях или которое свойственно тектоническим брекчиям. Сеть трещин отдельности имеет хорошо выраженную регулярную, закономерную структуру. Вблизи земной поверхности, например, это могут быть наборы пластин, субпараллельные рельефу, или структуры, напоминающие в разрезе кирпичную кладку. Трещинные структуры такого рода С.С.Шульц определил как "планетарную трещиноватость" [22].

Морфология систем трещин отдельности типична для структур разрушения второго рода. Вместе с тем эти трещины являются едва ли не самым распространенным типом геологических структур. Они пронизывают земную кору на всех уровнях ее структурной организации. Они видны под микроскопом в шлифах горной породы,

их можно видеть практически в каждом обнажении скальной породы. Такие системы трещин, но уже в планетарном масштабе наблюдаются из космоса.

Как известно, распределение числа структурных элементов геологической среды по их размерам подчиняется в основном двум видам статистических закономерностей – логарифмически нормальному распределению и закону повторяемости, графическим выражением которого в двойных логарифмических координатах является прямая линия. Последней закономерности подчиняется и распределение числа упругих импульсов в зависимости от их энергии – от импульсов акустической эмиссии до землетрясений.

При разрушении первого рода процесс разрушения, пройдя стадию образования начальных трещин, хаотически рассеянных по всему объему разрушаемого тела, затем локализуется в области будущего "магистрального" разрыва, причем разрушение в локальной области протекает как накопление повреждений на разных масштабных уровнях. Переход от одного уровня к другому осуществляется как процесс последовательного укрупнения трещин. При таком стиле разрушения трудно представить, как в его процессе, исключая начальную стадию, формируются оба вида указанных закономерностей, поскольку обе они, по существу, отражают статистически равномерное распределение объектов разной величины по всему пространству разрушаемого тела.

Вместе с тем обе эти закономерности естественным образом реализуются при разрушении второго рода, которое и стремится к статистически равномерному распределению повреждений. Исследования на двухслойных моделях позволили установить и связь между этими закономерностями. Обе они по-разному выражают один и тот же процесс дробления: логарифмически нормальное распределение соответствует "мгновенной" картине дробления, рассматриваемой в произвольно выбранный момент времени, а закон повторяемости отражает развитие процесса дробления во времени [6].

Рассмотрим основные стадии кинетики разрушения двухслойных систем.

При разрушении материалов в двухслойной модели в блоке с диаметром 500 мм можно получить свыше тысячи отдельностей. Но процесс дробления не беспределен. Конечный предел дробления определяется свойствами самой системы. Когда размеры полигональных отдельностей верхнего слоя достигают размеров порядка 10 мм, картина разрушения качественно меняется: дальнейшее натяжение нижнего слоя ведет уже не к дальнейшему измельчению материала верхнего слоя, а к отслаиванию образовавшихся отдельностей от подложки. Окончательное разрушение двухслойности – прекращение энергоснабжения – достигается полным отслаиванием верхнего слоя от нижнего. Таким образом, в процессе разрушения двухслойной модели различаются два принципиально разных этапа: дробление в зоне контакта слоев без нарушения их сцепления с подложкой и срыв слоев, взаимное их смещение, расслоение системы.

Переходя от модели к геологической натуре, кинетику разрушения двухслойных систем в целом можно представить как состоящую из трех последовательных стадий. На первой из них в зоне контакта слоев образуется система трещин отдельности, статистически равномерно распределенных по площади контакта. Вследствие этого несущая способность материала в этой зоне уменьшается, и при критически низких значениях прочности, уже на второй стадии, возникает срыв и смещение слоев – расслоение системы. На третьей стадии, которую можно назвать стадией послынного течения, происходит дальнейшее смещение бортов

образовавшегося разрыва, сопровождающееся ростом мощности зоны дробления, механическим измельчением материала в этой зоне и другими сопутствующими процессами.

Причиной появления напряжений в естественных двухслойных системах может быть не только передача ими внешних механических воздействий, но и разнородность физико-механических свойств элементов структуры этих систем или различие протекающих в них процессов.

Поясним эту мысль примером. В тепловых реле используют так называемые биметаллические пластинки. Каждая такая пластинка представляет собой систему прочно скрепленных между собой пластинок, выполненных из металлических сплавов, резко различающихся термоупругими свойствами. По существу биметаллическую пластинку можно рассматривать как простейшую модель двухслойной системы. Обладай разнородные пластинки свободой перемещения относительно друг друга, при изменении температуры они бы изменяли свою длину на разную величину. Но они скреплены, чем взаимно препятствуют свободному деформированию, а в результате в их системе возникают напряжения, которые и изгибают систему в целом.

Нетрудно вообразить подобную систему, но состоящую не из тонких, легко изгибающихся пластинок, а из блоков разнородного вещества. Возбудить напряжения в такой системе, возрастающие по определенному закону по мере движения к плоскости контакта блоков, могут любые причины, лишь бы они вели к неодинаковым изменениям объема блоков: полиморфные, фазовые или минеральные преобразования; изменения температуры или давления; различные метаморфические и геохимические преобразования; процессы диагенеза и литификации пород и т.д. Таким образом, потоки энергии самой различной природы, воздействующие на двухслойные системы, могут быть преобразованы ими в потенциальную энергию упругих деформаций.

Рост уровня энергии (и соответствующий ему рост напряжений) в такой системе может сопровождаться образованием систем трещин (прежде всего в зоне контакта блоков), различными реологическими и другими сопутствующими эффектами, переходом ее в неустойчивое состояние вплоть до срыва блоков относительно друг друга по ослабленной поверхности. Хотя взаимное смещение блоков может осуществляться в поле сил, действующих на двухслойную систему извне, ее переход в неустойчивое состояние, как бы ее "созревание" к разрушению, может протекать самопроизвольно, за счет самостоятельных энергетических преобразований.

Если зоне, в которой осуществляется срыв блоков, ставить в соответствие очаг землетрясения, то из этого следует, что накопление энергии, высвобождаемой в очаге землетрясения, происходит в объеме среды, который соответствует размеру бинарной системы блоков. Это соответствует результатам последних работ, согласно которым формирование и излучение сейсмических волн происходит в области, окружающей область разрывных нарушений и превышающей ее по размеру на порядок [2]. Об этом же говорят и данные о смещениях на поверхности в эпицентральных зонах больших землетрясений. Величина смещений в подавляющем большинстве случаев фактически убывает по прямой (см., например, данные, приведенные в [17]). Также давно известно, что места возникновения больших землетрясений часто приурочены к зонам контрастных геологических структур.

Особенностью течения процесса разрушения на второй стадии является его динамичный характер. Процесс срыва слоев нередко протекает взрывообразно.

Своеобразными моделями этого процесса могут служить некоторые изделия с двухслойной структурой, возникающей в результате неравномерного остывания при их изготовлении. Тонкие стальные стенки тавровых балок, например, остывают быстрее, чем утолщенные части в месте сопряжения полков, в результате чего в балке возникают несоразмерные деформации между частями с разным режимом охлаждения, которые и приводят иногда к взрывообразному самопроизвольному разрушению ненагруженных балок [10]. Точно также (взрывом) разрушается закаленное стекло, поверхность которого затвердевает быстрее, чем внутренний слой. Разрушение листа закаленного стекла сопровождается звуком, напоминающим ружейный выстрел, причем лист стекла разрушается дроблением на осколки с размерами порядка микронов или десятков микронов [1]. Здесь в развитии процесса разрушения непосредственное участие принимают излученные упругие волны, вследствие чего процесс протекает со скоростями, которые соизмеримы со скоростями распространения упругих волн. Подобное взрывообразное разрушение можно получить и в двухслойных моделях. Для этого достаточно быстро нагрузить модели.

По всей видимости, к этому же кругу явлений относится и то, что очаги горных ударов, возникающих в подземных выработках, часто приурочены к контактам пласта полезного ископаемого и вмещающей породы. Черты динамического расслоения двухслойных систем свойственны и процессу развития очага землетрясения. Об этом говорит и приуроченность очагов землетрясений к зонам сочленения контрастных геологических структур, и высокие скорости распространения магистрального разрыва, близкие к скоростям распространения поперечных волн, и сложный характер спектрального состава сейсмических волн, как бы излучаемых множеством разрывов разной величины, образующихся почти одновременно.

Коснемся некоторых особенностей развития разрушения на третьей стадии.

Как известно, взаимное смещение блоков геологической среды может протекать в различных режимах — как в "криповом", асейсмичном, так и в "импульсном", сейсмичном. Появление сейсмических эффектов разной энергии, по всей видимости, связано с разными механизмами, проявляющимися на различных уровнях иерархической организации геологической среды.

В частности, повышение склонности породы к образованию хрупких разрывов может быть связано с вовлечением ее в процесс пластического течения. Подобные эффекты хорошо известны в материаловедении. Их физический смысл сводится к тому, что более жесткие, более упругие частицы материала оказываются как бы запрессованными в более податливую, более пластичную матрицу остального материала. Такая "закачка" упругой энергии в вещество в процессе его пластического течения делает вещество энергонасыщенным, она свойственна практически любым видам механической обработки металлов. Примером могут быть структурные напряжения, которые возникают при полировке и шлифовании стальных поверхностей. Они могут вести к растрескиванию и даже к взрывообразному разрушению изделий [10]. В механически сходной ситуации оказываются и горные породы, вовлеченные в процесс пластического течения. На это, в частности, указывает хрупкий характер разрушения "зеркал скольжения" на поверхностях контакта взаимно смещающихся масс горных пород.

Структурные напряжения, возникающие в материале (в тектонической брекчии) в процессе его пластического течения, по всей видимости, обеспечивают "катаклизмический", хрупкий характер разрушения не только в обломочных вклю-

чениях в теле самой брекчи, но и во вмещающих породах, что ведет к возрастанию ее мощности. Это находит свое выражение в том, что в отдельных обнажениях удается увидеть постепенные переходы от недеформированных фрагментов через будинированные горизонты к катаклазитами [20]. Другими словами, в поперечном сечении тектонической брекчи можно видеть смену всех трех стадий разрушения двухслойных систем.

Набор структурных элементов тектонической брекчи содержит несколько фракций дробления, что в статистическом выражении и соответствует закону повторности.

Детальное изучение сейсмичности показало, что скопления слабых землетрясений (с  $K=7+9$ ) образуют устойчивые во времени структурные образования — участки концентрации эпицентров. Сопоставление этих образований с особенностями геологии района показало, что образуемые ими четковидные цепочки совпадают с положением и простираем основных плейстоценовых разломов района, формировавших его современный тектонический рельеф (положительные формы) [9]. Было показано также, что сейсмичности в пределах этих образований свойственна повышенная группируемость землетрясений, склонность к возникновению роев, а возникновение здесь более сильных землетрясений (с  $K=10+12$ ) сопровождается интенсивными афтершоками [15].

Сходные эффекты, проявляющиеся при разрушении образцов в лабораторных условиях, соответствуют неоднородным, разупрочненным образцам. В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что зоны разломов, по существу, представляют собой сложно построенные зоны дробления, мощность которых со временем возрастает. Рост мощности неравномерен: более раздробленные "деструктивные поля" чередуются с относительно мало нарушенными породами [7]. Если выразить интенсивность трещиноватости вдоль зон разломов в изолиниях, то получится структурный рисунок, очень похожий, вплоть до формы структурных образований и их пропорций, на четковидные цепочки участков концентрации эпицентров, вытянутые вдоль простираения геологических разломов.

Место, которое занимают эпицентральные зоны больших землетрясений (с  $K \geq 13$ ), — это зоны с промежуточным уровнем фона расположенных по периферии участков концентрации эпицентров. Само появление больших землетрясений говорит о том, что уровень тектонических напряжений в местах их появления предельно высок. Но среда здесь отличается меньшей структурной нарушенностью, чем на участках, совпадающих с деструктивными зонами разломов, отчего здесь понижен и уровень активности слабых землетрясений.

Структурную ситуацию, в которой возникают большие землетрясения, можно представить следующим образом. Участки концентрации эпицентров находятся на более поздних стадиях тектонической переработки. Окрестные же зоны с пониженным уровнем активности слабых землетрясений соответствуют породам, пока лишь втягиваемым в процесс разрастания деструктивных зон. Здесь пока еще сохраняются объемы пород, достаточно крупные для того, чтобы в них могла накопиться энергия, необходимая для возникновения достаточно большого землетрясения. Нечто подобное наблюдается и на региональном уровне. Так, горные системы, развиваясь центробежно, как бы постепенно разрастаясь, втягивают в тектоническую переработку вещество своих окраин. Примерами могут служить землетрясения конца прошлого — начала нынешнего века в северных отрогах Тянь-Шаня, а также сильнейшие землетрясения Индии, которые возникали не в централь-

ных частях Гималаев, а на их южной периферии. Сейсмичность, рассматриваемая как выражение процесса дробления геологической среды, рассмотрена в [5].

Приведенные примеры иллюстрируют лишь некоторые возможности использования двухслойных моделей для изучения геологической природы.

## Л и т е р а т у р а

1. Галин Д. А., Рябов В. А., Федосеев Д. В., Черепанов Г. П. О разрушении высокопрочного стекла // ДАН СССР. 1966. Т. 169, № 5. С. 1034-1036.
2. Горбунова И. В., Кальметьева З. А. Экспериментальные характеристики излучения очагов слабых землетрясений. Фрунзе: Илим, 1988. 129 с.
3. Журков С. Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестн. АН СССР. 1968. № 3. С. 46.
4. Кулюкин А. М., Пономарев В. С., Ромашов А. Н. Некоторые закономерности разрушения в двухслойной модели // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1983. С. 200-210.
5. Кулюкин А. М., Пономарев В. С., Ромашов А. Н. Сейсмичность как процесс дробления // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1984. С. 211-219.
6. Кулюкин А. М., Пономарев В. С., Ромашов А. Н. Связь между статистиками, отражающими делимость твердых сред // ДАН СССР. 1987. Т. 293, № 5. С. 1089-1092.
7. Добацкая Р. М. О некоторых количественных характеристиках разломов в связи с особенностями их структурной организации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 10. С. 3-12.
8. Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 6-29.
9. Нерсесов И. Л., Пономарев В. С., Кучай В. К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 119-131.
10. Остаточные напряжения в металлах и металлических конструкциях. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 380 с.
11. Пейве А. В. Геология сегодня и завтра // Природа. 1977. № 6. С. 3-7.
12. Пономарев В. С. Горные породы как среды с собственными источниками упругой энергии // Проблемы нелинейной сейсмологии. М.: Наука, 1987. С. 51-64.
13. Пономарев В. С. Особенности напряженного состояния неравновесной геологической среды // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 4. С. 94-97.
14. Пономарев В. С. Структурные напряжения и блоковая делимость земной коры, наблюдаемые на космических снимках // Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических движений. М.: Наука, 1988. С. 57-63.
15. Пономарев В. С., Тейтельбаум Ю. М., Третьякова Н. В. Особенности пространственного распределения сейсмичности в местах возникновения больших землетрясений // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 169-183.
16. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.
17. Рикитакэ Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
18. Садовский М. А., Денщикова В. А., Кондратьев В. Н. и др. О модели верхних слоев земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 9. С. 3-9.
19. Садовский М. А., Писаренко В. Ф., Родионов В. Н. От сейсмологии к геомеханике. О модели геологической среды // Вестн. АН СССР. 1983. № 1. С. 82-88.

20. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.  
21. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с.  
22. Ш у л ь ц С. С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 270 с.

УДК 551.24.035

Е.И.Паталаха

### О СКЛАДКАХ И СКЛАДЧАТОСТИ

В литературе нередко наблюдается тенденция фактического отождествления озаглавленных двух понятий и тем самым подмены разностороннего анализа "складчатости" как природного феномена, заполняющего пространство земной коры без остатка, рассмотрением элементарных складок. Отсюда даже иногда делается вывод о некоем "подобии" складок и складчатости<sup>1</sup>. Нетрудно видеть, что этот прием как бы освобождает от региональной геологии, геофизики, металлогении и всего того, чем живет современное геологическое производство в самом широком смысле. Однако легко также понять и то, что такого рода подход не вполне правомерен.

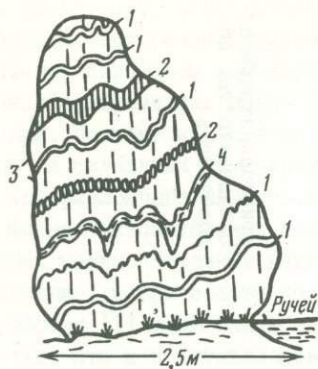
Хорошо известно, что складки – элементарные формы, тогда как складчатость – это значительные (по объему, массе, площади и т.д.) геологические тела, эквивалентные чаще всего неким тектоническим (литолого-стратиграфическим) комплексам с присущим им определенным характером дислоцированности. Такое геологическое понимание складок и складчатости повлекло за собой как бы параллельное развитие как генетического аспекта, так и классификаций каждого из феноменов в отдельности [2, 3]<sup>2</sup>. Именно по этой причине классификация складчатости нами с самого начала разрабатывалась не как самоцель, а как инструмент и подспорье для регионального тектонического анализа, что отражено в самом заголовке одной из указанных статей.

Все разнообразие (с учетом известных в литературе) складок было сведено к 8, а по существу к 2 типам: 1) изгиба продольного, поперечного, косого, сложного; 2) ламинарного течения – продольного, поперечного, косого, сложного.

Специфика подхода состоит в том, что в классификации складок учтены также важнейшие "свидетели" ламинарного течения вещества при складкообразовании как кливаж и сланцеватость. Отсутствие их чаще всего указывает на механизм изгиба. Гибридные складки в принципе диагностируются по соотношению осевой (в плоскости ав) и нормальной (по нормали к слою) мощностей поперечного сечения складок [6 и др.]. Уже основываясь на приведенной классификации складок, можно было заметить определенный характер развития их в разрезе земной коры складчатых областей (например, смену изгиба течением сверху вниз и т.д.), что и было продемонстрировано в указанной работе [2] на примере Казахстана. Вместе с тем можно было видеть также и сложность сочетаний складок разных типов, широко варьирующих от слоя к слою, подчас в рамках небольших обнажений и штUFFов (рис. 1).

<sup>1</sup> Мысль несомненно верная, но не вообще, а в случае конкретных складчатых колонн с определенным уровнем деформированности.

<sup>2</sup> Где же как не в высокоизученных и "переизученных" горнорудных регионах содержится самая детальная и самая современная информация о складчатости.



Р и с. 1. Мугоджары,  
раннепротерозойские гнейсы  
Пояснения см. в тексте

На рисунке показан полигенный характер складок, образованных разными слоями. Кварцитовые слои 1 претерпели сложный ("пассивный") изгиб (мощности их сохранились приблизительно постоянными). Песчано-сланцевые слои 2, так же как и слои биотит-мусковитовых гнейсов 3, сминались по типу поперечного ламинарного течения (мощности их часто возрастают в замках складок и вообще существенно колеблются, а сланцеватость параллельна осевым плоскостям складок), слои биотитового сланца 4 сминались путем продольного ламинарного течения (мощности их резко увеличиваются в замках складок, а сланцеватость параллельна слоистости).

Таким образом, складки сами по себе как элементарные формы еще не позволяют нам сдвинуться с места в сторону регионального структурного анализа. Иное дело – складчатость. В последнем варианте (см. таблицу), с учетом литературных данных, всего выделено 8 типов складчатости, определенным образом коррелирующихся в каждом конкретном случае, с одной стороны, с реальными тектоническими (литолого-стратиграфическими) комплексами, а с другой – с метаморфическими [5, 8, 9].

Помимо указанных типов, естественно неизбежны гибридные. Конкретизируемые в каждом изучаемом регионе закономерные связи трех феноменов – первичной (формационной) тектоники, вторичной тектоники (деформационной, типов складчатости) и метаморфизма – открывают реальные пути к картосоставлению. А это реальный шанс поставить складки и складчатость на добротную региональную геологическую основу с ее историзмом и огромной, полезной для понимания складчатости, разнообразной (магматической, металлогенической и т.д.) геологической информацией. Тем самым складчатость начинает "работать" уже не просто как объект неких специальных физических исследований, а как продукт одной из важнейших сторон геологического процесса в целом, связанный множеством исторических, физических и иных нитей со всеми другими геологическими явлениями и, что особенно важно, с металлогенией. Иными словами, складчатость – понятие бесконечно более геологическое, тогда как складки – более физическое.

Следует констатировать, что прямого соответствия складок и складчатости, естественно, не существует. Более того, если говорить строже, признаки любого из механизмов образования складок в принципе можно обнаружить в каждом из типов складчатости. Тем не менее существует для каждого из типов складчатости свой характерный набор типов элементарных складок, показанный несколько условно в таблице (справа последняя графа). Шовная складчатость всех РТ-зон представляет собой (особенно в мезо- и эпизоне) сочетание более или менее

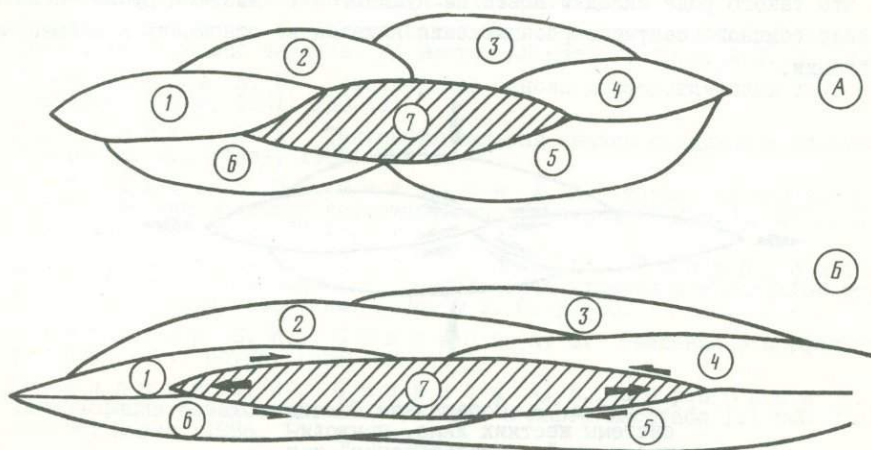
Примерное соотношение типов складчатости, тектонических и метаморфических комплексов  
на примере ряда регионов палеозойд Казахстана

РТ-зона	Тектонический комплекс	Номер	Тип складчатости	Характерные типы складок *	Характерный вторичный плоскостной элемент, отражающий поверхности ламинарного течения
Эпизона (нулевой метаморфизм)	Орогенный, реже геосинклинальный (поздний палеозой, реже средний; мезозой, кайнозой)	1	Отраженный	I-3(4)	Полосчатость, струйчатость и т.п.
		2	Шовный (бескливажный)	I-3(5-7)	
		3	Вулкано-тектонический	I-3	
		4	Поверхностно-гравитационный	5-8	
		5	Глубинно-гравитационный	5-8 + I-3 (в чехле)	
Мезозона (цеолитовая и зеленосланцевая)	Геосинклинальный (рифей, венд, ранний-средний палеозой)	6	Шовный (кливажный)	5-7(8)	Кливаж
Катазона (амфиболитовая, гранулитовая фации, выплавление магм)	Комплекс основания (ранний докембрий)	7	Шовный (кристаллизационно-сланцевый)	5(6-8)	Кристаллизационная сланцеватость, полосчатость
		8	Глубинно-гравитационный		

\* Более характерные складки - вне скобок.

узких флексурных, моноклиальных, псевдомоноклиальных, антиклинальных, синклинальных, внутренне сложноскладчатых и иных собственно зон смятия, представленных складками ламинарного течения и значительно менее деформированных или недеформированных вовсе (на рассматриваемом этапе) блоков между этими полосами. Поэтому никак нельзя ставить знак равенства между шовной складчатостью<sup>3</sup> и складками ламинарного течения, хотя представляется, что механизм этот (приразломного вязкого сдвигового ламинарного течения) основной<sup>4</sup>.

Шовная мезозональная складчатость возникает как результат взаимодействия трех взаимосвязанных механизмов: смещения слоев по разлому, вращения их (вследствие литрического характера разломов) и приразломного смятия. В ранних работах [1] мною также ставился знак равенства между складками и складчатостью. Это и послужило поводом для критического замечания В.В.Эза [10. С. 163-166] в адрес "складчатости ламинарного течения", хотя легко показать, что В.В.Эз неправ. Дело в том, что любая система линз (секущих под углом слои), сжимаемых поперек и растекающихся в обе стороны, приводит к взаимному проскальзыванию по граничным швам (рис. 2). На рисунке видно, что линза 7 (заштрихована) протрудирует по граничным швам влево и вправо. Сдерживающее



Р и с. 2. Возникновение складок ламинарного течения в системе пластичных линз, деформируемых в результате поперечного сжатия и продольного компенсирующего растекания

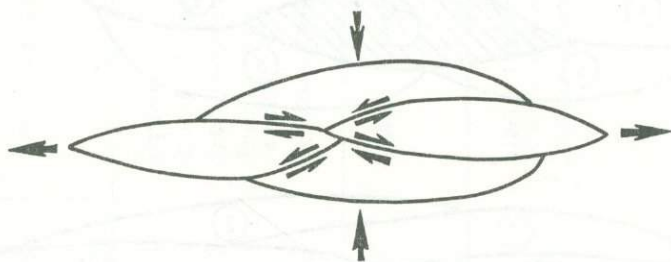
А и Б - этапы деформации. Остальные пояснения см. в тексте

<sup>3</sup>Которая в деталях, в свою очередь, может включать в себя складки типа изгиба (1-3 по таблице), выраженные наиболее жесткими слоями.

<sup>4</sup>Жесткие слои при этом снимаются "пассивно" под воздействием его. Именно поэтому термин "подобные складки" как чисто формальный (не генетический) нами оставлен. Другим мотивом является обычная внутренняя монотонность толщ и значительная реальная редкость таких складок, несмотря на то, что они стали хрестоматийными [7].

этот процесс реактивное вязкое трение ("обжатие" – показано парными полустрелками) порождает возникновение складок ламинарного течения. Процесс протрузии хорошо виден; с этой целью линзы пронумерованы. Морфология складок в деталях зависит от группировки линз и может быть асимметричной, флексурной, моноклиальной и т.д. На рисунке форма линз "искажена"; на самом деле они резко гетерометричны.

Это и есть складкообразующий эффект приразломного ламинарного вязкого течения, хорошо обоснованный теперь и геологически, и экспериментально, и теоретически [4, 5 и др.]. При этом характер складок зависит от поведения линз. Если линзы достаточно маловязкие в результате "эффекта гетерометричности" (малое поперечное укорочение влечет за собой значительное продольное удлинение), линзы будут протрудировать по граничным швам, что приведет к образованию складок [1]. Если линзы трудно деформируемые (достаточно жесткие), они будут "расскальзывать" так, как это утверждает В.В.Эз, но тогда складок (вопреки В.В.Эзу) не будет (рис. 3). Суть дела в том, что в первом случае поперечное укорочение системы линз компенсируется деформацией каждой из них, тогда как во втором – взаимной перегруппировкой как жестких тел. Полноты ради отмечу, что такого рода складки вовсе не нуждаются в "жестком русле" и возникают в силу обычного секущего расположения кливажа по отношению к элементам стратификации.



Р и с. 3. Поперечное сжатие системы жестких линз, приводящее к их "расскальзыванию" как кинематических единиц

В литературе накопилось немало связанных с генезисом складок и складчатости понятий и терминов. Однако пользоваться всеми ими сразу, как это делают многие, вряд ли разумно. Геологи структурного профиля должны, наконец, договориться (так, как договариваются петрологи, стратиграфы, палеонтологи – о классификации пород, свит, окаменелостей) и принять на вооружение наиболее приемлемые из понятий и терминов, закрепив их определенными решениями и сделав этот единый язык общим достоянием. Он, естественно, со временем будет совершенствоваться. Но суть его всегда сохранится (поскольку расхождение между исследователями сегодня скорее терминологическое). Такой язык создает возможность для широких коллективных исследований, которые диктует нам время. Важно помнить при этом, что такого рода "условные договоры", играя свою организующую роль, отнюдь не означают искоренения дискуссий (и введения "единомыслия", как того требовал К.Прутков), но нельзя же превращать научную деятельность только в дискуссию.

Таким образом, складка так относится к складчатости, как часть к целому со всеми вытекающими отсюда далеко идущими методологическими последствиями (подменять анализ складчатости рассмотрением складок – значит рисковать за деревьями не увидеть леса).

Именно такой комплексный геологический подход позволил наметить пути ориентировочной корреляции типов складчатости с реологическими РТ-зонами (т.е. метаморфическими комплексами) и тектоническими комплексами земной коры складчатых областей (разными для разных регионов), что создало реальную возможность для картосоставления. Тем самым разговор о складках и складчатости превратился в реальный инструмент тектонической картографии и металлогении, приобретший в наши дни очертания тектонофациального анализа.

## Л и т е р а т у р а

1. Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, 1970. 215 с.
2. Паталаха Е. И. Классификация складок, кливажа и сланцеватости // Тр. ИГиН АН КазССР. 1971. Т. 22. С. 131-147.
3. Паталаха Е. И. Генетические типы складчатости Казахстана (к методике регионального анализа) // Вестн. АН КазССР. 1973. № 3. С. 22-30.
4. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
5. Паталаха Е. И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 169 с.
6. Паталаха Е. И., Поляков А. И. Малые складки как естественные датчики величины деформированности пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 12-18.
7. Паталаха Е. И., Поляков А. И., Гиоргобиани Т. В. Анализ закономерностей расположения кливажа в складчатой структуре // Геология и геофизика. 1973. № 9. С. 23-30.
8. Паталаха Е. И., Смирнов А. В. Введение в морфологическую тектонику. М.: Наука, 1986. 120 с.
9. Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Коробкин В. В. Тектонофаши Казахстана: (Поясн. зап. к карте масштаба 1:1 500 000). Алма-Ата: Наука, 1986. 150 с.
10. Эз В. В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 198 с.

УДК 551.24.031:551.248.2

Н.В.Лукина, В.Г.Трифонов, В.И.Макаров

### КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Новейший этап эволюции Земли представляет собой эпоху общепланетарной активизации, во время которой тектоническими движениями были охвачены самые разнообразные по своей предьстории, геологической позиции и структуре области. Целым рядом специфических черт этот этап отличается от предшествовавших геологических эпох, в том числе и орогенных. Во-первых, процессы горообразования в новейшее время приобретают на планете максимальное распространение, далеко выходя за пределы районов с альпийским возрастом становления континен-

© Н.В. Лукина, В.Г. Трифонов, В.И. Макаров, 1990.

тальной коры. Во-вторых, континенты оказываются наиболее высоко стоящими и подверженными максимальному развитию регрессий [4I]. В-третьих, рельеф Земли в новейший этап развития приобретает наибольшую контрастность: 6 км от средних глубин океана до средних высот материков и 20 км от максимальных вершин горных сооружений высотой почти в 9 км до глубоководных океанических желобов, дно которых располагается на II км ниже уровня моря. Эти черты новейшего этапа развивались и усиливались постепенно.

В разных регионах новейшие структуры наметились и сформировались в разное время. Тем не менее выделились обширные сегменты подвижных поясов Земли, в которых неотектонические события закономерно связаны во времени и пространстве [II]. Не нужно доказывать, что решение вопросов о закономерностях этих связей и их причинах имеет большую теоретическую и практическую значимость. Однако приступить к их разрешению оказалось возможным только в наши дни, когда геолого-тектонические исследования, выйдя за пределы континентов, охватили планету в целом.

Основной задачей стало выяснение: 1) продолжительности и периодичности отдельных тектонических фаз, 2) глобальности или локальности их проявления, 3) синхронности или асинхронности сжатия и складчатости в орогенных областях растяжению в рифтовых системах.

Нужно сказать, что для выяснения планетарной или региональной сущности тектонических движений новейший этап представляет собой наиболее благоприятный объект, так как специфика неотектонических структур, их выраженность в рельефе, а отсюда возможность применения геоморфологических методов позволяют, помимо анализа отложений, вовлечь в исследование огромные пространства, лишенные новейших осадков. Опорой здесь становится разрабатываемая авторами статьи и многими другими исследователями датировка как ярусности рельефа в целом, так и отдельных его форм, опирающаяся на очень дробную стратиграфическую шкалу кайнозоя, увязанную по многим данным с абсолютной геохронологической шкалой [24].

Анализ новейших отложений, с одной стороны, и форм рельефа, датированных по оригинальным методикам [15, 16, 30, 31 и др.] — с другой, позволили нам выявить в различных геотектонических регионах Земли этапы усиления тектонических движений самых разных рангов, вплоть до весьма кратковременных.

Наиболее крупные стадии усиления тектонической активности, повторяющиеся через миллионы и первые десятки миллионов лет, названы тектоническими фазами, более мелкие, повторяющиеся через сотни тысяч и первые миллионы лет, — подфазами, а повторяющиеся через тысячи, десятки и первые сотни тысяч лет — эпизодами. Кратковременные всплески тектонической активности с периодичностью в годы и первые тысячи лет названы импульсами. Установлено, что фазы, подфазы, эпизоды и импульсы разделены периодами относительного покоя.

Основным методом выявления стадий тектонической активизации стала корреляция тектонических событий в различных мобильных регионах и поясах Земли, представленных разнообразными геоструктурными элементами. Авторами на основе личных наблюдений с использованием имеющихся литературных данных проанализированы и сопоставлены новейшие тектонические события в эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенических областях (на примере нескольких регионов Альпийско-Азиатского орогенического пояса) с тектоническими событиями новейшего этапа рифтовых систем (Африканской и Исландской), активных

океанических окраин (на примере Северо-Американской окраины) и островных дуг (на примере Курило-Камчатской дуги).

Остановимся подробнее на полученных в итоге этого сопоставления результатах.

В пределах Альпийско-Азиатского орогенического пояса выделились крупные сегменты, неотектонические события которых взаимосвязаны и в основных своих чертах синхронны. Это обусловлено воздействием облизившихся с Евразийским континентом движущихся на север Африканской, Аравийской и Индостанской плит [32].

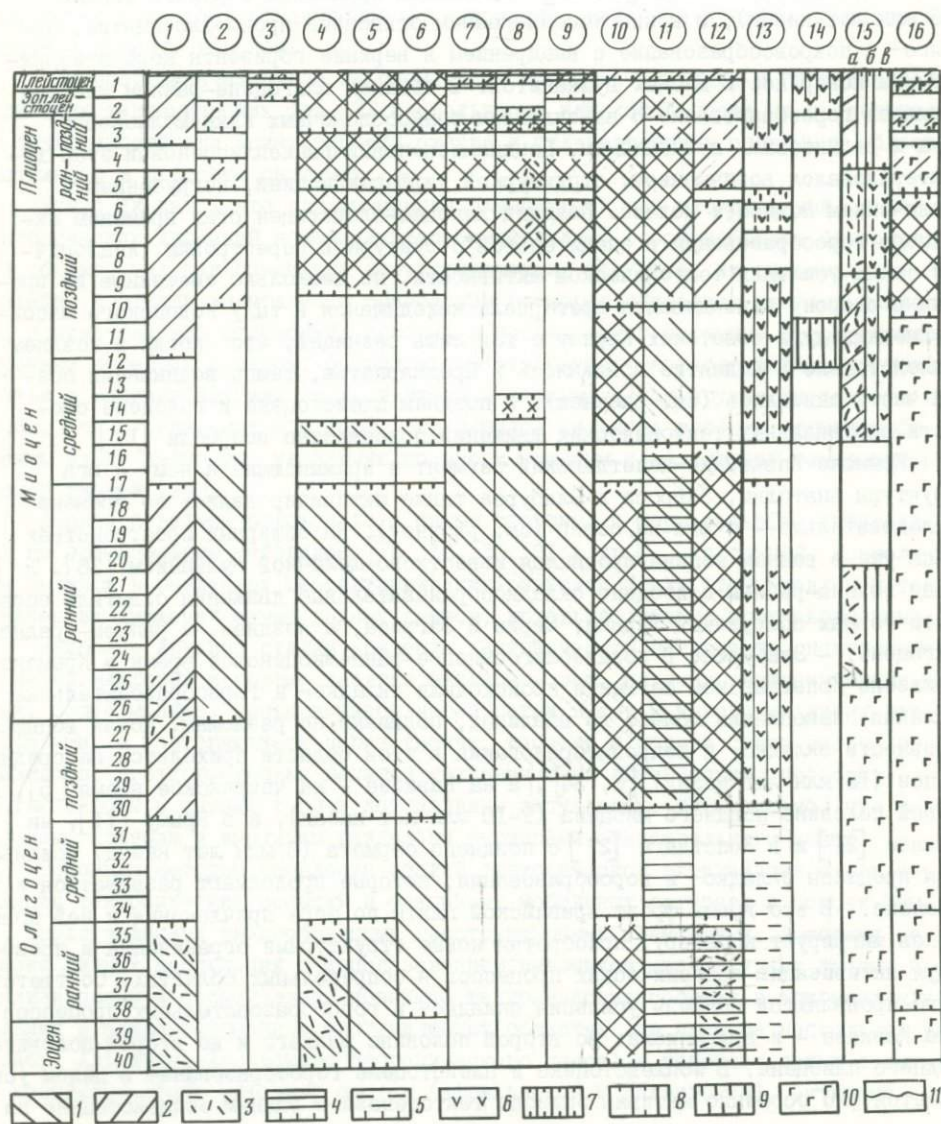
Наиболее западный из изученных сегментов представлен Родопским массивом, смежными с ними районами Балканского полуострова и примыкающей с севера Внешней зоной советских Карпат и Предкарпатьем (см. рисунок).

В Родопском массиве [19, 20] вулканизм проявился в раннем эоцене (55 млн лет назад), в конце эоцена-раннем олигоцене произошло смятие, надвиго- и покровообразование с внедрением в верхние горизонты коры и излиянием на поверхность кислых вулканитов. В позднем олигоцене-раннем миоцене началось горообразование с накоплением тонкообломочных нижнемолассовых толщ и реликтовым вулканизмом. Позднемиоценовый-раннеплиоценовый этап характеризовался воздыманием, структурной дифференциацией, погрубением и увеличением мощности моласс. Поздний плиоцен-плейстоцен стал временем активного горообразования и значительной структурной перестройки. Аналогичные этапы усиления тектонической активности, но несколько смещенные во времени в сторону запаздывания претерпела находящаяся в тылу Родопского массива Внешняя дуга советских Карпат с той лишь разницей, что когда в позднем эоплейстоцене в поднятие вовлеклось и Предкарпатье, темпы воздымания осевой части снизились (см. рисунок). В позднем плейстоцене и голоцене скорости вертикальных тектонических движений повсеместно возросли [17].

Крымско-Кавказско-Копетдагский сегмент и примыкающие к нему с юга структуры Анатолии, Загроса и Эльбурса также активизировались во времени последовательно - с юга на север (см. рисунок). На обширных пространствах Ирана уже в раннем эоцене проявился известково-щелочной вулканизм [36]. В конце эоцена-раннем олигоцене складкообразовательные движения охватили осевые части горных сооружений Турции, Сирии и Загроса, а позднее, в раннем-среднем олигоцене, - Эльбурса. В позднеолигоценовое-раннемиоценовое время в Крымско-Кавказско-Копетдагском сегменте происходили складко- и горообразовательные движения, накопления моласс во впадинах, подвижки по разломам. Новая вспышка активности складко- и покровообразования в этой области приходится на средний миоцен (15 млн лет назад) [6, 34], а на Кавказе - на чокракское время [5]. Во второй половине позднего миоцена (9-10 млн лет назад), а в Крыму [II], на Кавказе [2I] и в Копетдаге [27] с позднего сармата (8 млн лет назад) усиливаются процессы складко- и горообразования, которые продолжают развиваться и в плиоцене. В это время фронт Аравийской плиты по мере приращения к ней новых блоков мигрирует к северу, приобретая новые структурные ограничения и провоцируя активизацию орогенических процессов в сопредельных областях. Соответственно проявляются подфазы усиления складко- и горообразовательных процессов, а на Кавказе - и вулканизма: во второй половине раннего и во второй половине позднего плиоцена. В эоплейстоцене и плейстоцене горообразование в целом усиливается, но особенно активны эпизоды тектогенеза в раннем эоплейстоцене на

Кавказе, в позднем эоцено-раннем плейстоцене в Копетдаге, в раннем, среднем плейстоцене и первой половине позднего плейстоцена в Крыму и повсеместно во второй половине позднего плейстоцена и в голоцене [II].

Гималайско-Памиро-Тянь-Шаньский сегмент начал свое неотектоническое развитие в конце эоцена-начале олигоцена с замыкания океанического бассейна Тетис (см. рисунок). Уже в это время в Гималаях и на Памире проявились складкообразовательные движения, а на Тянь-Шане произошли излияния щелочных базальтов. Сближение Индостанской плиты с Евразийским континентом в позднем олигоцене-раннем миоцене вызвало деформацию у ее северного фронта [32]. Складчатость, покровообразование, гранитизация и метаморфизм произошли в Каракору-



ме, Южном и Центральном Памире. На удалении от фронта плиты деформации выразились в образовании невысоких слабо дифференцированных поднятий Северного Памира и Тянь-Шаня, поставивших тонкий материал нижней красноцветной моласы в смежные плоские мульды - будущие межгорные впадины: Таджикскую, Ферганскую, Иссык-Кульскую и др. [23, 37]. В процессе дальнейшего дрейфа Индостанская плита наращивалась с севера все новыми и новыми тектоническими зонами. В среднем миоцене, по-видимому, происходит ускорение ее движения, так как почти повсеместно отмечается погребение сносимого с поднятий обломочного материала.

В позднем миоцене фронт теперь уже Индостано-Памирской плиты мигрирует к северу, в зону Дарваз-Каракульского разлома, что обуславливает смятие мезозойско-кайнозойских толщ Тянь-Шаня [14, 18 и др.], хребтов Петра I и Заалайского [29 и др.] и усиление дифференцированных восходящих и нисходящих движений в раннем плиоцене. В позднеплиоценовое-раннеплейстоценовое время темпы поднятий увеличиваются, что выражается сильным погребением осадков. В плейстоцене и голоцене еще более расширяются контуры и увеличиваются высоты горных сооружений, отражая новые эпизоды и импульсы смятия и коробления коры [35].

Итак, отдельные сегменты Альпийско-Азиатского орогенического пояса характеризуются сходными закономерностями тектонического развития - сменой процессов складкообразования в зонах мезозойско-кайнозойской аккумуляции процессами горообразования и их интенсификацией во времени. Намечаются временные интервалы смены типа движений, структурных перестроек или усиления темпов поднятий, единые для всех трех сегментов Альпийско-Азиатского орогенического пояса, приходящиеся на поздний эоцен-ранний олигоцен, поздний олигоцен-ранний миоцен, поздний миоцен-ранний плиоцен и поздний плиоцен-плейстоцен [II].

Этапы усиления (штриховка) и замедления (белое поле) неотектонической активности подвижных поясов Земли

I - эпохи складкообразования (здесь и далее штрихи направлены в сторону усиления процесса); 2 - эпохи горообразования и восходящих движений; 3 - орогенный вулканизм; 4 - формирование холмисто-мульдового рельефа будущих горных областей; 5 - формирование мульды и грабенообразных структур будущих рифтовых зон; 6 - предрифтовый вулканизм; 7 - эпохи рифтогенеза; 8 - эпохи структурных перестроек в рифтовой зоне; 9 - эпохи сдвиговых перемещений; 10 - вулканизм активных океанических окраин и островных дуг; II - начало событий, рассматриваемых в данной области

Цифры в кружках. I - I2 - Альпийско-Азиатский орогенический пояс; I - 3 - Родопско-Карпатский сегмент (1 - Родопский массив, 2 - советские Карпаты, 3 - Предкарпатье), 4 - 9 - Аравийско-Кавказский сегмент (4 - Анатолия, 5 - Загрос, 6 - Эльбрус, 7 - Крым, 8 - Кавказ, 9 - Копетдаг); 10 - I2 - Памиро-Гималайско-Тянь-Шаньский сегмент (10 - Памир и Гималаи, II - Таджикская депрессия, I2 - Тянь-Шань); I3 - I4 - рифтовые системы; I3 - Африканская, I4 - Исландская; I5 - I6 - активные океанические окраины и островные дуги; I5 - запад США (а - континент, б - Калифорнийский рифт, в - разлом Сан-Андреас), I6 - Курило-Камчатская дуга

В рифтовых системах Земли также отмечаются фазы активизации и замедления неотектонических движений.

В Африке [2, 8-10, 13] (см. рисунок) после раннеэоценового излияния щелочных и толеитовых базальтов (55 млн лет назад) на Эфиопском плато в позднеэоценовое-раннеолигоценное время (40 млн лет назад) закладываются грабенообразные депрессии Аденского и Красноморского рифтов, которые в конце олигоцена-начале миоцена значительно удлиняются и углубляются. В это время вулканическая деятельность достигла максимума. В среднем миоцене (20-16 млн лет назад) процесс рифтогенеза затухает, лишь на крайнем юге формируется рифт Туркана с туфовыми и лавовыми излияниями. В среднем-позднем миоцене (15-8 млн лет назад) усиливается развитие Эфиопской и Афарской, Аденской и Красноморской рифтовых зон, проявляется вулканизм в Кении. Ускорение движения микроплит приводит к разрыву континентальной коры, началу спрединга океанического типа в Аденском, а затем и Красноморском рифтах, в которые проникают воды Индийского океана. На рубеже с ранним плиоценом оформляются краевые сбросы Кенийского рифта, а внутри его концентрируется базальт-трахитовый вулканизм. В конце раннего плиоцена (4,5 млн лет назад), когда на севере завершилась понтическая трансгрессия, в Африканской рифтовой системе отмечается структурная перестройка. В позднелигоценное-четвертичное время процесс рифтогенеза продолжался еще более активно: в эоплейстоцене оформляются рифтовые трогии в Кенийской зоне, в Афарском и Эфиопском рифтах; в плейстоцене происходят интенсивные перемещения и т.п.

В Исландии [1, 31, 33, 42] (см. рисунок) процесс рифтогенеза также осуществлялся неравномерно: кульминация вулканизма и раздвигание приурочены к позднему миоцену (10-12 млн лет назад), затем они несколько снижаются. Структурная перестройка и интенсивный вулканизм уже в неовулканической зоне связаны с рубежом раннего и позднего плиоцена (3,5 млн лет назад). Новая перестройка и активизация рифтогенеза произошли также на границе позднего плиоцена с эоплейстоценом (около 1,8 млн лет назад). В четвертичное время рифтогенез и вулканизм активно продолжались.

В активных океанических окраинах (на примере Северо-Американской) ярко проявились схожие фазы тектонической активизации [11] (см. рисунок), несмотря на то, что геодинамическая обстановка этого региона принципиально иная. Ее особенностью является пологое пододвигание Тихоокеанской плиты под континент. В эоцене-олигоцене на континенте активно проявился известково-щелочной вулканизм и произошло внедрение гранитных интрузий. В конце олигоцена (29-30 млн лет назад) океанический рифт достиг края континента и там в начале миоцена начала формироваться правосдвиговая система разлома Сан-Андреас [39 и др.]. После резкого спада вулканической активности 20-17 млн лет назад [40] область известково-щелочного вулканизма сместилась к северу и ограничилась узкой полосой Каскадных гор, Калифорнии (США) и Калифорнийского полуострова [26 и др.]. С 15 млн лет назад вулканизм постепенно затухает и сохраняется только в Каскадных горах, где в это время развиваются сбросы меридионального простирания и северо-западные правые сдвиги [3]. Начинаются сдвиговые перемещения по разлому Сан-Андреас. В среднем-позднем миоцене на континенте происходит складко- и разрывообразование, а в Калифорнийском заливе - растяжение коры. С 8 млн лет назад активизируются горизонтальные движения по разлому Сан-Андреас. В плиоцен-четвертичное время активные тектонические дви-

жения все более и более смещаются к западу, а в Провинции Бассейнов и Хребтов развивается скрытая рифтово-трансформная система того же кинематического типа, что и в Калифорнийском заливе [33]. Она вызывает растяжение верхнекорового слоя. В раннем плиоцене активизируется система Поперечных хребтов, перестраивается структурный рисунок разлома Сан-Андреас. Движения по нему и разрыв континентальной коры в Калифорнийском заливе приурочены ко второй половине раннего плиоцена (4-4,5 млн лет назад). Со временем скорости смещений по разлому нарастают, достигнув в настоящее время 2-4 см/год [33]. На ранний-средний плейстоцен приходится эпизод интенсивного складкообразования в Поперечных хребтах [II].

В островных дугах (на примере Курило-Камчатской дуги), где глубоководный желоб соседствует с неовулканической дугой и внутренней вулканической дугой [28] с эоцен-олигоценового времени констатируется вулканическая деятельность (см. рисунок), которая впоследствии сменяется складко- и горообразовательными процессами. В оформлении новейшей структуры Камчатки решающее значение имели тектонические события конца миоцена. В это время вулканическая дуга мигрировала к востоку и распространилась на Восточно-Камчатскую зону, ранее бывшую неовулканической. Практически вся Камчатка оказалась охвачена складкообразованием, приведшим к созданию горного рельефа. Возник современный глубинный надвиг на краю островной дуги и более мелкие разрывные нарушения [38]. Причем в разных районах Камчатки структурообразующая роль этих движений была различной [4]. Интенсивные блоковые поднятия, локальная складчатость и вспышки вулканизма возобновились в раннем и позднем плиоцене [7]. В эоплейстоцене вулканическая деятельность продолжалась в Срединном хребте, а на Восточной Камчатке стала значительно слабее. Темп воздымания, особенно в конце эоплейстоцена-раннем плейстоцене, замедлился. В это же время произошел перерыв и в вулканизме. В среднем плейстоцене вертикальные движения активизируются и становятся более контрастными; эта тенденция продолжается и в позднем плейстоцене, и в голоцене, но роль базальтового вулканизма возрастает [7].

Курильские и Командорские острова характеризуются той же стадийностью плиоцен-четвертичного развития, что и Камчатка [7].

Итак, мы видим, что стадии активизации новейшего тектогенеза геоструктур Земли самого разного ранга, генезиса и кинематики часто оказываются синхронными [II]. При этом сжатие, складко- и горообразованию в складчатых поясах, как правило, соответствует растяжение в рифтовых системах и горизонтальные перемещения в сдвиговых зонах. Эти движения обусловлены ритмичными подвижками литосферных плит: их сближением, столкновением в одних регионах и раздвижением, расхождением - в других. Эти регионы представляют собой подвижные пояса с разной геодинамической обстановкой (орогенной и рифтогенной). Это активизация неотектонических процессов первого типа с фазами их усиления самого крупного ранга продолжительностью 10-15 млн лет. Поскольку характер, интенсивность и ритмичность этих фаз обусловлены взаимодействием крупных плит, пластин и блоков литосферы, то они могут быть объяснены лишь глобальными процессами.

Вместе с тем выявился второй тип активизации новейшего тектогенеза, когда подфазы и эпизоды интенсивного сжатия в горно-складчатых поясах совпадают с моментами структурной перестройки рифтовых систем, возможно, спада

рифтогенеза или даже слабого складкообразования. Эти подфазы непродолжительны (1-2 млн лет), т.е. почти на порядок короче фаз активизации самого крупного ранга.

Все это позволяет предположить существование короткопериодных пульсаций относительного сжатия и растяжения Земли (о которых писал Е.Е.Милановский [22]). При этом короткие подфазы и эпизоды пульсации планеты накладываются на долгопериодную стадийность фаз общей активизации тектогенеза и в значительной степени подавляются последней.

Самые короткие импульсы (третий тип) неотектонической активизации, по-видимому, обусловлены локальными причинами или даже свойствами деформируемых объемов горных пород.

Стадийность проявления новейшего тектогенеза с вспышками активности самой разной продолжительности, по-видимому, могут быть вызваны и разными причинами - как земными, так и космическими [II, I2, 25].

Указанные колебания тектонической активности происходили на фоне необратимого развития новейших подвижных поясов и зон Земли. Каждая новая фаза активизации приводила к направленному преобразованию уже возникших орогенов и вовлечению в интенсивные движения новых, ранее относительно стабильных областей. Поэтому черты новейшего тектогенеза Земли начали проявляться в различных областях в разное время и в наши дни различны в разных регионах. Можно найти ряд новейших структур, находящихся сейчас на разных стадиях своего развития.

Черты строения лика Земли, характеризующие новейший этап, в полной мере проявились лишь с позднемиоцен-раннеплиоценовой фазы тектонической активизации, т.е. в течение последних 10-12 млн лет, так как начало новейшего этапа (10-25 до 35-55 млн лет назад), по-видимому, сходно с предыдущими орогеническими циклами Земли. Это позволяет ставить вопрос об особом современном состоянии литосферы, связанном с ее гомогенизацией и общим уменьшением вязкости в результате теплопотерь. Увеличение мощности и хрупкости коры в конце новейшего этапа обусловило и большую роль вертикальных тектонических движений по сравнению с горизонтальными, в большей степени свойственными более ранним геологическим эпохам. В этом проявляется необратимый характер эволюции Земли.

Таким образом, корреляция неотектонических событий представляет собой весьма перспективный метод изучения геодинамики планеты. Этот подход позволяет отделить глобальные тектонические явления от локальных, понять характер проявления глобальных процессов в разных геотектонических провинциях, выявить связь поверхностных явлений с глубинными и т.п. Некоторые из этих проблем рассмотрены в [II]. Однако мы далеки от мысли, что поставленная перед нами задача полностью решена. В процессе исследования вопросов не убавилось, а прибавилось и главный из них - о причинах глобальной стадийности новейшего тектогенеза и о роли космических факторов в ней.

Дальнейшая работа по пути к решению этих проблем потребует совершенствования методов исследований: 1) введения количественной оценки тектонических движений (как горизонтальных, так и вертикальных) и активности тектонических процессов (например, вулканизма и др.); 2) внедрения новых методик абсолютно датирования; 3) совершенствования теоретической геоморфологии и теории складко- и горообразования; 4) правильной интерпретации несогласий в геологическом разрезе и т.п.

## Л и т е р а т у р а

1. Белоусов В. В., Милановский Е. Е. О тектонике и тектонической позиции Исландии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, № 3. С. 81-98.
2. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. I. 264 с.; Т. 2. 260 с.
3. Гамильтон У., Майерс У. Б. Кайнозойская тектоника Запада США // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 181-192.
4. Гладенков Ю. Б., Маргулис Л. С., Савицкий В. О., Шанцер А. Е. Корреляция геологических событий позднего миоцена-плиоцена северо-запада Тихоокеанского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 5-19.
5. Дотдурев С. И. Неотектоническая стадия развития северного склона Центрального Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1975. 48 с.
6. Ильхан Э. Восточная Турция // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. I. С. 232-247.
7. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
8. Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза: (На примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопских рифтов) // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3-14.
9. Казьмин В. Г. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Там же. 1976. № 6. С. 58-71.
10. Казьмин В. Г. Развитие континентальных рифтов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1982. 44 с.
11. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. 174 с.
12. Кропоткин П. Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике // Геотектоника. 1970. № 2. С. 30-46.
13. Догачев Н. А. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны // Там же. 1974. № 3. С. 74-93.
14. Лукина Н. В. Деформация поверхности палеозойского фундамента Кюг-Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 80 с.
15. Лукина Н. В. О тектонической интерпретации речных террас // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 6. С. 1429-1431.
16. Лукина Н. В. Корреляция террас крупных долин юга европейской части СССР и ее значение для неотектоники // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл. М.: ВИНТИ, 1982. Т. I. С. 159.
17. Лукина Н. В. Неотектонический аспект анализа террас и ярусов рельефа бассейнов Днестра и Прута // Изв. АН СССР. Сер. геол.. 1985. № 2. С. 115-127.
18. Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
19. Макаров В. И., Спиридонов Х. Б. Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий // Геотектоника. 1982. № 2. С. 65-79.
20. Макаров В. И., Спиридонов Х. Б. Некоторые проблемы новейшего горообразования и результаты сравнительного анализа новейшей тектоники горных областей Тянь-Шаня и Южной Болгарии // Там же. 1983. № 5. С. 84-89.
21. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 282 с.
22. Милановский Е. Е. Пульсация и расширение Земли - возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое // Природа. 1978. № 7. С. 22-34.
23. Несмеянов С. А., Макаров В. И. Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1974. № 41. С. 82-98.

24. Никифорова К. В., Краснов И. И., Александрова Л. П. и др. Климатические колебания и детальная стратификация верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Кга СССР // Геология четвертичного периода. М.: Наука, 1976. С. 101-119.
25. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. 220 с.
26. Пущаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны // Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 55-119.
27. Р а с ц в е т а е в Л. М. Новейшая тектоника Копетдага: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1971. 31 с.
28. С в я т л о в с к и й А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1987. 220 с.
29. С к о б е л е в С. Ф. Новейшая тектоника области сочленения Памира и Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1983. 22 с.
30. Т р и ф о н о в В. Г. Об импульсном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования (Копетдаг и Юго-Восточный Кавказ) // Геотектоника. 1971. № 4. С. 65-68.
31. Т р и ф о н о в В. Г. Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения) // Там же. 1976. № 2. С. 73-86.
32. Т р и ф о н о в В. Г. Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 185-201.
33. Т р и ф о н о в В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
34. Ф о л к о н Н. Южный Иран: горы Загрос // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. I. С. 248-263.
35. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
36. Ш т ё к л и н И. Северный Иран: горы Эльбурс // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. I. С. 264-289.
37. Ш у л ь ц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
38. Э р л и х Э. П. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 244 с.
39. C r o w e l l J. C. Displacement along the San Andreas Fault, California // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1962. Vol. 71. P. 1-61.
40. M o K e e E. H., N o b l e D. C., S i l b e r m a n M. L. Middle Miocene hiatus in volcanic activity in the Great Basin area of the western United States // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 8, N 2. P. 93-96.
41. R o n a P. A. Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, eustasy inferred from the Central North Atlantic // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84, N 9. P. 2851-2872.
42. S a e m u n d s s o n K. Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and the Tjornes fracture zone // Ibid. 1974. Vol. 85, N 4. P. 495-504.

УДК 551.24.03(4)

Г.И.Рейснер, М.Г.Рейснер

#### ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ ЕВРОПЫ

На примере Кавказского и Карпатского регионов авторами была разработана методика выявления и картирования современных эндогенных режимов [II-III]. В настоящей работе рассматриваются возможности ее применения для изучения альпийского пояса Европы и прилегающих областей.

© Г.И. Рейснер, М.Г. Рейснер, 1990.

В нашем анализе были использованы следующие данные о современном состоянии и структуре земной коры: 1) тепловой поток  $Q$  [14]; 2) мощность земной коры  $T$  [5]; 3) высота рельефа  $R$  [3]; 4) средняя скорость в консолидированной коре  $V$  [5]; 5) изостатические аномалии силы тяжести  $I$  [2]; 6) глубина залегания консолидированного фундамента  $F$  [9].

Исходные данные осреднялись для элементарной ячейки размером 20' x 30' градусной сетки, т.е. приблизительно для квадрата со стороной 40 км. Для типизации земной коры использован алгоритм кластерного анализа [1], реализованный на ЭВМ одним из авторов.

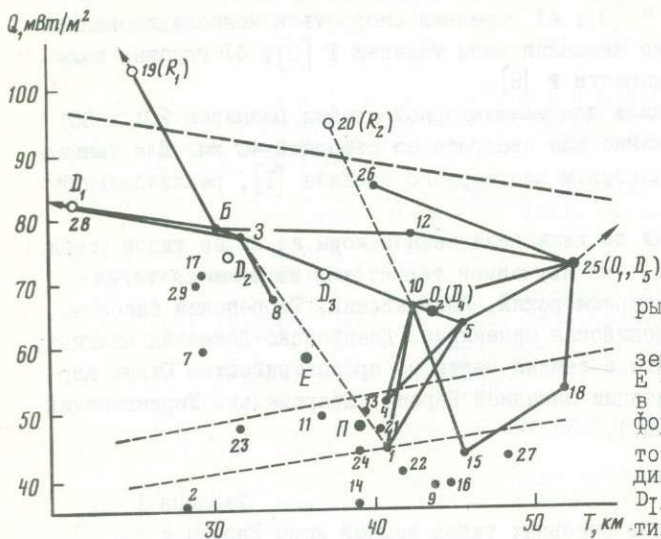
Рассмотрим решение задачи по типизации земной коры из 29 ее типов (табл. I). Как следует из рис. I (см. вкл.), на изучаемой территории выделяются такие общеизвестные структуры, как Черноморский, Лигурийский, Тирренский бассейны, Кавказ, Карпаты, Альпы, Прикаспийская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина, Русская платформа и т.д. Вместе с тем на карте не просматриваются Южные Карпаты, Апусени, область активизации Западной Европы (Шварцвальд, Тюрингенский лес, Рудные горы, Судеты и т.д.).

Таблица I  
Средние значения признаков основных типов земной коры Европы и смежных акваторий (5-й шаг, всего 29 типов)

Тип коры	Число точек	$Q$ , мВт/м <sup>2</sup>	$T$ , км	$R$ , км	$V$ , км/с	$I$ , усл.ед.	$F$ , км
I	682	45	40,5	0,27	6,5	4,8	I,8
2	192	32,6	27,4	-1,43	6,5	-7,1	II,4
3	394	77,8	31,6	0,4	6,4	15	0,9
4	249	51,8	40,6	0,1	6,6	-3,7	2,9
5	119	63,7	45,3	0,3	6,4	-13,9	3
6	279	79,1	30,2	0,5	6,2	4,4	0,6
7	147	59,5	29,7	0,3	6,3	15	0,1
10	154	66,6	42,4	1,3	-	15,6	0,3
11	137	50	36,8	0	6,8	-23,4	I7
13	235	50,5	39	0	6,5	-11,8	8,9
28	166	82,7	21,4	-1,7	6,5	18,3	5,6

Построение такой карты на комплексной основе являлось необходимой основой для выделения различных эндогенных режимов и их стадий. Основными признаками, определяющими класс и стадию эндогенного режима, являются степень эндогенного теплового воздействия на земную кору и ее мощность [4]. Поэтому все выделенные типы коры рассматривались в поле этих признаков (рис. 2).

На указанной диаграмме представляется возможным наметить некоторые границы, разделяющие все поле на 4 области. Первые две - с тепловым потоком не более 50 мВт/м<sup>2</sup>, что соответствует, по нашим представлениям, платформенному пассивному современному эндогенному режиму. В коре с таким уровнем глубинного тепла эндогенное воздействие либо отсутствует, либо незначительно. В этих областях остается только выделять некие структурные типы земной коры по ее мощ-



Р и с. 2. Типы земной коры в поле признаков  $Q$  и  $T$

Цифры на рисунке - типы земной коры (см. табл. I);  $E$  - исследуемая территория в целом;  $\Pi$  - область с платформенным режимом;  $O_{I-2}$  - точки, характеризующие стадии конструктивного режима;  $D_{I-5}$  - то же для деструктивного режима;  $R_{I-2}$  - то же для рифтового режима. Прочие пояснения см. в тексте

ности. В предлагаемой интерпретации в платформенный класс эндогенного режима попала Черноморская впадина.

Другие две области на диаграмме рис. 2 отвечают типам земной коры, характеризующим активные эндогенные режимы. Одна из них - с  $Q$  до  $85 \text{ мВт/м}^2$ , вторая - с  $Q$  более  $90 \text{ мВт/м}^2$ . Разделение режимов внутри этих областей на конструктивные и деструктивные зависит от того, увеличивается или уменьшается мощность земной коры при эндогенном тепловом воздействии [4, 6]. Линии на рис. 2 соединяют типы земной коры, значимо связанные между собой на исследуемой территории. Те из них, которые имеют северо-восточную ориентацию, отвечают конструктивным преобразованиям, северо-западную - деструктивным. Наиболее активные эндогенные режимы, с тепловым потоком более  $90 \text{ мВт/м}^2$ , имеют на изучаемой территории чрезвычайно низкую представительность: это Рейнский рифт и Вардарская зона.

Вернемся к активным эндогенным режимам. Типы коры 5 и 10 на территории Европы занимают центральные части Карпат, Балкан, Динарид, а также склоны Кавказа и Альп (см. рис. 1). Это позволяет считать указанные типы коры некоей стадией конструктивного (орогенного) режима. Следующую стадию представляет тип коры 25, развитый в осевых частях Кавказа и Альп. При переходе от платформенных типов коры к стадиям орогенного режима и остальные признаки ведут себя по большей части согласованно, что подтверждает правомерность сделанного предположения. Аналогичные построения и рассуждения для режимов деструктивного класса позволили выделить определенные стадии их проявления (средние характеристики стадий указаны на той же диаграмме рис. 2).

Карта современных эндогенных режимов Европы и смежных территорий (рис. 3, см. вкл.) имеет несколько непривычный вид. Обращает на себя внимание отсутствие единого орогенного альпийского пояса: от него остались лишь отдельные, изолированные в пространстве части. Разобщены между собой Альпы, Карпаты, Динариды,

Балканы, Кавказ. Другие горные сооружения — Апеннины, Пиренеи, а также активизированные участки Западной Европы, примыкающие к альпийскому поясу, — на карте вообще не выделяются. Видны размеры области деструктивных преобразований земной коры: практически вся Западная Европа представляет собой арену их проявления. По отношению к внеальпийской Европе на это ранее обращали внимание В.В. Гордиенко и Н.И. Павленкова [7]. Иное положение в Восточной Европе, которую следовало бы назвать платформенно-конструктивной (платформенно-орогенной). Ее земная кора в настоящее время в целом толще и холоднее, чем в Западной Европе.

Рассмотрим площади распространения эндогенных режимов и стадий их проявления для Европы в целом, отдельных ее частей и входящих в них регионов (табл. 2): 48 % площади Европы занимают области проявления режима платформенного класса; 43 % — деструктивного класса и лишь 9 % — конструктивного. Чрезвычайно большие различия проявлены между Восточной и Западной Европой. Не менее ярки они и между несколькими группами регионов, отличающимися сходными площадями развития эндогенных режимов одного и того же класса.

Первую группу составляют платформы и другие регионы с преобладающим развитием режимов платформенного класса: Адриатическая, Черноморская, Каспийская впадины, Русская платформа, Прикаспийская синеклиза, Падано-Венецианская впадина. Платформенный режим представлен на площади от 87 до 100 % территории этих регионов.

Вторая группа — регионы, традиционно считающиеся орогенами (Кавказ, Динариды, Балканы), а также смежные плиты (Скифская и Мизийская). Самое интересное, что и в этих регионах платформенный режим распространен на преобладающей их площади (см. табл. 2).

И наконец, третья группа, включает все остальные регионы, характеризующиеся деструктивными преобразованиями земной коры, приводящими к формированию структур тафрогенного (лабигенного), а также рифтового и других типов [6, 8, 10].

На рис. 4,а выделенные группы регионов показаны в треугольной диаграмме режимов. На ней выявляются разные уровни перехода между группами. Уровень зависит от того, на какой стадии конструктивного режима регион оказывается втянутым в деструктивные преобразования. Те же выводы можно было сделать и на основе анализа взаимоотношений между выделенными типами земной коры (см. рис. 2). Данные, показанные на рис. 4,а, позволяют, следовательно, наметить определенные эволюционные ряды стадий развития региональных структур. Следует иметь в виду, что во всех рядах для каждой стадии развития является обязательным прохождение только предыдущей стадии, переход же к последующей только возможен и зависит от конкретной ситуации в земной коре.

Один из таких эволюционных рядов иллюстрирует следующий путь внутриконтинентального развития регионов. Он начинается с платформенного режима, сменившего геосинклинальный [4]. Затем следуют такие стадии: Кавказ (ороген) — Альпы (ороген, затронутый деструктивными преобразованиями), Пиренеи, Апеннины (ороген, сильно преобразованный деструктивными процессами). Следует заметить, что существенный процент территорий с платформенным режимом в последней структуре ряда указывает на возможный путь обратного перехода орогена в платформенное состояние. Аналогичные выводы могут быть получены при анализе диаграммы составляющих режимов на региональном уровне (см. рис. 4,б).

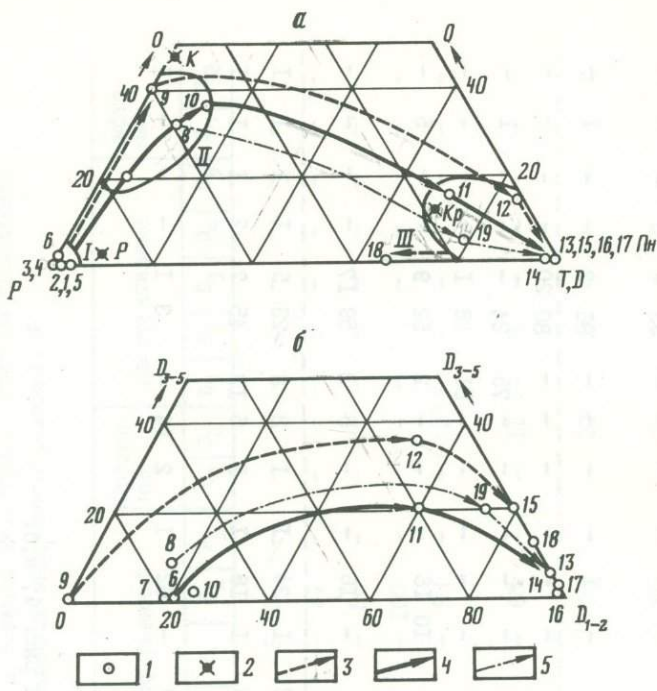
Таблица 2

Распределение по регионам Европы и смежным акваториям площадей проявления различных стадий современных эндогенных режимов, %

Название регионов *	Количество входящих ячеек	Процент от общей площади Европы	Платформенный				Орогенный		Деструктивный					Рифтовый	
			P <sub>0</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	O <sub>1</sub>	O <sub>2</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>	D <sub>4</sub>	D <sub>5</sub>	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>
1 Адриатический бассейн	86	2,5	24	6	67	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-
2 Черноморский бассейн	281	8,3	75	-	24	-	-	-	-	I	-	-	-	-	
3 Каспийский бассейн	116	3,5	7	-	93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
4 Прикаспийская впадина	235	7,0	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
5 Русская платформа	507	15,1	5	-	93	-	-	2	-	-	-	-	-	-	
6 Паданско-Венецианская впадина	37	1,1	19	-	68	-	-	II	-	3	-	-	-	-	
-----															
7 Динариды	90	2,7	40	-	35	-	-	20	-	3	-	-	-	-	2
8 Мизийская, Скифская плиты	216	6,4	2	-	57	-	-	32	-	7	3	-	-	-	
9 Кавказ, Крым	185	5,5	27	-	28	4	15	26	-	-	-	-	-	-	
10 Балканиды	87	2,6	14	-	37	-	-	37	-	12	-	-	-	-	
-----															

II Карпаты	I74	5,2	5	-	8	-	-	I7	-	54	I	I6	-	-	-
I2 Альпы	I72	5,1	-	-	-	-	5	6	-	52	33	2	I	-	-
I3 Паннонская впадина	I26	3,8	-	-	-	-	-	-	-	95	-	5	-	-	-
I4 Герциниды Западной Европы (южные)	345	10,3	-	-	I	-	-	-	-	96	2	-	-	I	-
I5 Пиренеи	30	0,9	-	-	-	-	-	-	-	80	20	-	-	-	-
I6 Тирренский бассейн	74	2,2	-	-	-	-	-	-	75	24	-	-	-	I	-
I7 Лигурийский бассейн	I27	3,8	-	-	-	-	-	-	81	18	I	-	-	-	-
I8 Апеннины	I03	3,1	5	I0	I8	-	-	-	2	52	9	-	-	5	-
I9 Герциниды Западной Европы (северные)	328	9,8	-	-	I6	-	-	5	3	59	I7	-	-	-	-
-----															
Европа	3352	100	I2	I	34	I	I	8	8	28	5	I	I	I	I
Европа-Запад (регионы I, 6, 7, II-I9)	I692	50	8	I	I8	I	I	5	I3	45	7	2	I	I	I
Европа-Восток (регионы 2-5, 8-10)	I627	49	I9	-	62	I	2	I4	-	3	I	-	-	-	I

\* Нумерация регионов соответствует принятой на рис. 4, а, б.



Р и с. 4. Регионы в поле режимов  
 а - все регионы; б - только активные

I - 3: эволюционные ряды стадий развития региональных структур разного уровня. Номера точек соответствуют номерам регионов в табл. 2. Буквами внутри диаграммы обозначены: К - Кавказ, Кр - Карпаты, Пн - Паннонская депрессия, Р - Русская платформа. Р - платформенный, О - конструктивный, Д - конструктивный режимы, их стадии даны в соответствии с данными табл. 2

Второй ряд иллюстрирует другой возможный путь развития, также со стадиями деструктивных преобразований. Он начинается так же, как и предыдущий, затем следуют стадии его развития: Балканы (ороген) - Карпаты (ороген, затронутый деструктивными процессами) - Паннонская депрессия (тафрогенная впадина ранней стадии развития) - Лигурийская, Тирренская впадины (тафрогенные впадины поздней стадии развития) - Черноморский бассейн (впадина с платформенным режимом). Этот ряд отражает наиболее полный замкнутый цикл развития земной коры в пределах континента.

Наконец, третий ряд: плиты - северные (с относительно слабым проявлением деструктивных процессов), южные (с более сильными деструктивными преобразованиями). Этот ряд не имеет структуры релаксационного типа (переходной к платформенному режиму), т.е. он демонстрирует пока лишь одну ветвь развития.

Региональный подход позволяет подтвердить существование выявленных эволюционных рядов, кое в чем уточнить и дополнить их, не привлекая данные о рассмотренных эндогенных режимах. С этой целью возможно проанализировать на региональном уровне средние характеристики по исходным данным. Интересно, что только на этом уровне анализа выявилось различие между Тирренским и Лигурийским бассейнами, последний из которых является промежуточным звеном на пути формирования Черноморской впадины.

Сформулируем основные выводы. Проведенные исследования подтвердили высказанное ранее предположение [11, 12] о возможности применения разработанной методики выявления современных эндогенных режимов не только в пределах континентов, но также и на акваториях. Методика позволяет выявлять любой класс эндогенного режима, выяснять пространственно-временные взаимоотношения этих режимов, определять стадии их развития, скорости конструктивных и деструктивных преобразований земной коры. Сделанные расчеты подтвердили правильность первых более ранних прикидок, показавших, что деструктивные процессы протекают на порядок быстрее, чем конструктивные. Приведенные материалы свидетельствуют о возможности прогнозирования развития отдельных типов земной коры и целых регионов на ближайшее геологическое будущее.

Из конкретных результатов следует отметить чрезвычайно широкое развитие процессов деструкции земной коры в пределах Западной Европы и противоположное положение в Восточной Европе, для которой характерно либо стабильное платформенное состояние, либо, на отдельных площадях, развитие по конструктивной линии.

Представляется чрезвычайно важным, что все сделанные выводы и промежуточные результаты основаны на конкретном фактическом количественном материале о современном строении и состоянии земной коры изученной территории Европы и смежных акваторий, отраженном в том комплексе исходных данных, на котором базировался наш анализ.

#### Л и т е р а т у р а

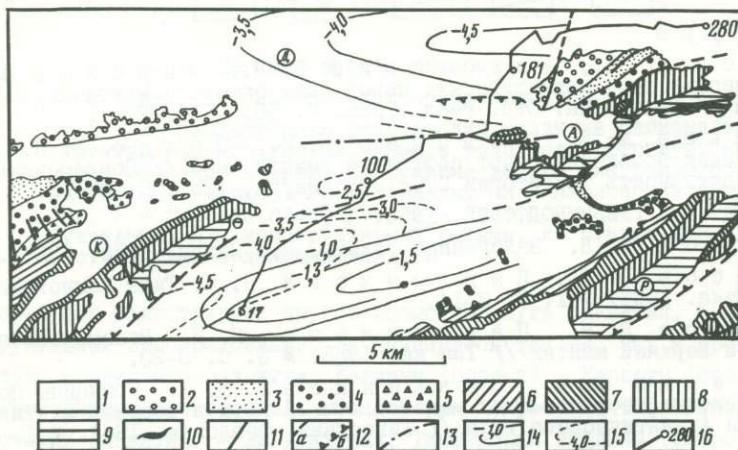
1. Абрамов А. В., Ряховский В. М., Миронов Ю. В. Петрохимические типы магматических пород ложа океана и закономерности их размещения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. С. 18-27.
2. Артемьев М. Е., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н. Методика построения обобщенных карт состояния земной коры // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 80-93.
3. Атлас Мира. М.: ГУТК МВОД СССР, 1954.
4. Белоусов В. В. Эндогенные режимы. М.: Недра, 1978. 232 с.
5. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3-14.
6. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии // Там же. 1986. № 6. С. 8-20.
7. Гордиенко В. В., Павленкова Н. И. Принципы построения комплексных геофизических моделей земной коры и верхней мантии переходных зон Атлантического типа // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 85-93.
8. Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.
9. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. Масштаб 1:2 500 000. 2-е изд. М.: ГУТК СМ СССР, 1981.
10. Николаев В. Г. Лабигенные структуры западной части альпийской складчатой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 64-79.
11. Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. Современные эндогенные режимы // ДАН СССР. 1986. Т. 291, № 6. С. 1336-1339.
12. Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. Современные эндогенные режимы: (На примере Кавказского и Карпатского регионов). М., 1986. 143 с. Деп. в ВИНТИ, № 5101-86.
13. Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. Современные эндогенные режимы Европы // Актуальные проблемы современной геодинамики и глубинного строения территории СССР. Тез. докл. XX Всесоюз. тектон. совещ. М., 1986. С. 14-15.
14. Heat flow map of Europe. Enclosure for terrestrial flow in Europe / Ed. V. Sermak, L. Ribach. В.; Heidelberg: Springer, 1979.

А.Г.Коробков, В.Г.Николаев

## ИЛЯКСКИЙ РАЗЛОМ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

В структуре Афгано-Таджикской впадины выделяется отличный от основных субмеридиональных зон субширотный Душанбинский прогиб. Его южная граница по геолого-геоморфологическим данным многими исследователями проводится по Илякскому разлому [8 и др.]. Неясной оставалась типизация Илякского разлома, его генетическая сущность. Этой проблеме как в закрытой части депрессии, так и в обнаженных горных районах было посвящено много работ [2 и др.], однако окончательного решения принято не было. В последние годы на территории Таджикистана были проведены региональные сейсмические работы МОГТ. Один из профилей пересекает линию Илякского разлома. Он отрабатан в сложных геолого-геофизических условиях: резкая изменчивость зоны малых скоростей, перепады рельефа в первые сотни метров и т.д. Несмотря на не очень качественные материалы, анализ временного разреза позволяет сделать некоторые предварительные выводы о структуре зоны Илякского разлома.

Профиль проходит через две крупные структуры Афгано-Таджикской депрессии: субширотный Душанбинский прогиб и субмеридиональную Кафирниганскую антиклинальную зону с отличными друг от друга типами разреза (рис. 1). В пределах



Р и с. 1. Геологическая схема участка южной границы Душанбинского прогиба

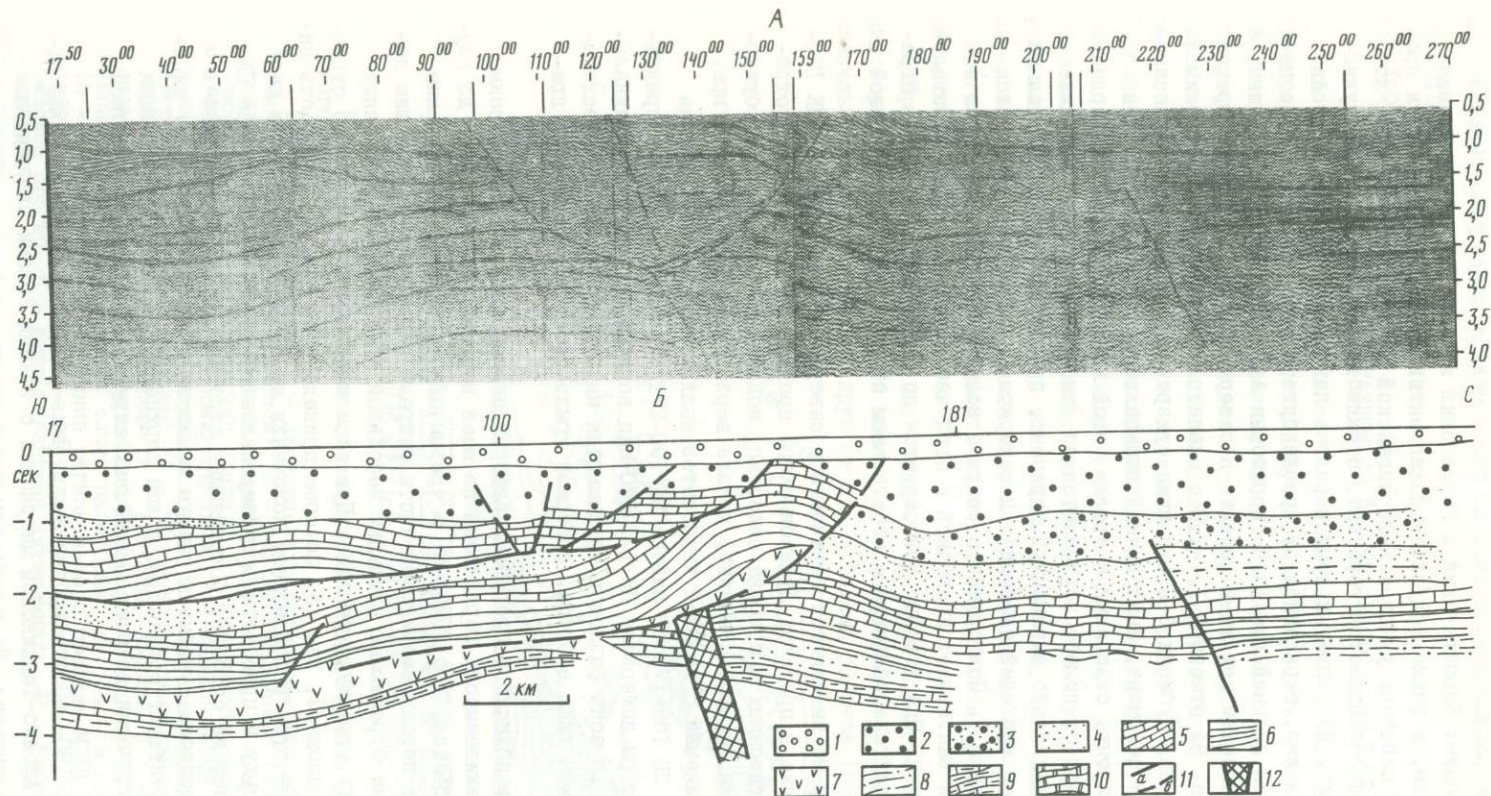
I - 10 - отложения: I - плиоцен-антропогенные (кулябский, илякский, душанбинский комплексы), 2 - верхнеплиоценовые (полизакская свита), 3 - нижнеплиоценовые (каранакская свита), 4 - средне-верхнемиоценовые (кафирниганская свита), 5 - нижнемиоценовые (бальджуанская свита), 6 - эоцен-олигоценные, 7 - палеоценовые (бухарские и акджарские слои), 8 - верхнемеловые, 9 - нижнемеловые, 10 - верхнеюрские; II - 12 - разломы: II - по геологическим данным, I2 - по геолого-геофизическим данным (а - взбросы, сбросы, б - надвиги, шарьяжи); 13 - линия погребенного Илякского разлома; I4 - I5 - изогипсы по кровле бухарских слоев палеоцена, км: I4 - в аллохтоне, I5 - в автохтоне; I6 - линия регионального профиля МОГТ и точки пикетов. Буквы на схеме: А - Абдуллаакинская антиклиналь, Д - Душанбинский прогиб, К - Кафирниганская антиклиналь, Р - Ренганская антиклиналь

Кафирниганской зоны расположены отдельные более мелкие структуры, имеющие очень сложное строение: Каршитауский и Ренганский шарьжи, разделенные син-клинальным перегибом, а также Абдуллаакинская антиклиналь. В южной части профиля, пересекающей северный участок Кафирниганской антиклинальной зоны, достаточно уверенно прослеживается горизонт, отождествляемый с подошвой кулябского комплекса (рис. 2). Снизу к нему в районе пикетов (ПК) 30-50 подходит хорошо выраженная волна, отраженная от кровли бухарских известняков палеоцена, которая является опорной для всей территории Афгано-Таджикской впадины. В интервале 2,5 с прослежен тот же горизонт. К северу он поднимается до времен регистрации 1,9-2 с. На отметках 1,7-1,8 с следится волна, условно относимая к кровле сеномана. На глубинах 3-2,5 с ниже бухарского горизонта протрассирован горизонт кровли сеномана, аналогичный вышележащему. Ниже, на глубине 3,5 с, намечен горизонт, относимый к кровле солей киммеридж-титона (гаурдакская свита). К северу он полого воздымается до отметок 2,7-2,8 с. Еще ниже (3,7-3,8 с) прослежен слабо выраженный горизонт, предположительно полученный от кровли карбонатов келловей-оксфорда. В северном направлении наблюдается его подъем до глубин 3 с. Повторение в разрезе волновой картины с одними и теми же горизонтами заставляет проводить в этой части разреза субгоризонтальную плоскость надвига. Она условно трассируется по смене области слабых отражений в верхнем аллохтоне областью с отсутствием отражений в поднадвиговой части.

Достаточно хорошо выделяются горизонты в северной части профиля (ПК I70-271), находящейся уже в пределах Душанбинского прогиба. Здесь выделены отражения от границ, относимых к подошве плиоцена, подошве неогена, кровле бухарских слоев палеоцена, кровле сеномана, кровле варзобской свиты верхней кры. Горизонт, сопоставляемый с кровлей карбонатов келловей-оксфорда, намечен только в интервале ПК I59-I70. В районе ПК I90-271 отражения залегают практически горизонтально. В интервале ПК I70-I80 они испытывают слабый синклинальный изгиб, а к югу до зоны разломов воздымаются на 0,2-0,3 с. Пологое залегание нарушено разломом типа взброса, северное крыло которого приподнято примерно на 0,3-0,4 с.

На границе Душанбинского прогиба и Кафирниганской антиклинальной зоны (ПК I05-I70) прослеживаемость горизонтов по всей верхней части разреза до глубин 3 с резко ухудшается. Это связано с чрезвычайно сложным геологическим строением зоны, где породы надвиговой части разреза подвержены наибольшим деформациям. Отдельные отражающие площадки небольшой протяженности позволяют условно восстановить структуру участка. При этом надо иметь в виду, что строение заведомо более сложное, чем то, которое приведено на рис. 2. Плоскость надвига трассируется в субгоризонтальном положении до ПК I20-I30, а далее начинает изгибаться кверху и приобретает субвертикальное положение. В районе ПК I00-I30 намечена система сбросов, осложняющая строение верхнего аллохтона. В разрезе нижнего аллохтона, учитывая раздвиг мощности и хаотическую форму записи, вероятно, присутствуют соленосные толщи верхней кры. В таком положении они отмечаются практически во всех надвиговых структурах Афгано-Таджикской депрессии [1].

В интервале ПК I30-I40 от глубины 3 с и ниже расположена резкая зона потери корреляции. В Афгано-Таджикской депрессии с такими зонами связываются крупные разрывные нарушения. На рассматриваемом участке плоскость разлома па-



Р и с. 2. Временной сейсмический разрез регионального профиля (А) и его интерпретация (Б)

I - 9 - отложения: I - антропогена, 2 - плиоцен-антропогена (кулябский комплекс), 3 - плиоцена, 4 - эоцена, олигоцена, миоцена (нерасчлененные), 5 - верхнего мела-палеоцена, 6 - нижнего мела, 7 - 9 - верхней юры: 7 - киммеридж-титона, (гаурдакская свита), 8 - киммеридж-титона (варзобская свита), 9 - келловей-оксфорда; 10 - верхнеюрское рифовое тело; 11 - разрывные нарушения: а - установленные, б - предполагаемые; 12 - зона потери корреляции, соответствующая Илякскому разлому

дает к северу под углами 70–80°. К ней с севера прислоняются горизонты верхней юры, а с юга никаких соотношений со слоями осадочного чехла не наблюдается. Таким образом, по результатам анализа сейсмического профиля получается сложная структурная картина зоны Илякского разлома.

На основе выявленной структуры осадочного чехла можно попытаться восстановить историю формирования этого региона. В течение позднеюрского времени Илякский разлом представлял собой крупное ограничение Душанбинского прогиба. Вероятно, к этому времени относится формирование уступа по поверхности Моховичича, установленное В.К.Кулагиним с соавторами [7]. Плоскость разлома падала к северу, и сам разлом представлял собой взброс. Движение масс происходило с севера. Вертикальная амплитуда составляла около 1000 м, а горизонтальная – 1000–2000 м.

В палеографическом плане территория Душанбинского бассейна являлась шельфовой областью обширного морского бассейна, распространявшегося далеко на юг. В рельефе Илякский разлом, скорее всего, отвечал континентальному склону. К югу от него глубина бассейна перед накоплением соленосных толщ составляла около 700–800 м [9], а на севере в пределах Душанбинского прогиба синхронные осадки накапливались на глубинах в первые метры, о чем свидетельствует наличие водорослевых известняков и придонной фауны [11]. В таких палеогеографических условиях часто образуются барьерные рифы [5, 12]. Наличие на сейсмо-разрезе участка с хаотической формой записи, оконтуренного очень слабо прослеживаемыми дугообразными отражениями, позволяет предположить на глубинах 2,5–3 с присутствием рифового тела мощностью около 700–800 м. Косвенно о наличии рифа свидетельствует замещение в этом районе ангидритовой толщи на глинисто-доломитово-известняковые породы и уменьшение их мощности. Такая закономерность изменения разреза над рифовыми постройками установлена В.С.Лучниковым [10] для юрских отложений юга Средней Азии. Учитывая последующую сложную тектоническую историю, рифовое тело, скорее всего, сильно раздроблено, что еще больше усложняет волновую картину.

В течение мелового времени происходило выравнивание рельефа: заполнение более глубоководной части терригенно-карбонатными отложениями. Рельеф был практически полностью выровнен к началу палеогена. Палеоценовые известняки одинаковой мощности захватывали всю территорию Афгано-Таджикской впадины, а возможно, непрерывно распространялись далеко на север [3]. В эоцен-олигоценое время по южному борту Душанбинского прогиба существовал "Илякский вал", представлявший собой морфологически выраженное субширотное поднятие [4]. На временном разрезе его следы фиксируются в виде утонения и размыва слоев эоцена-олигодена вблизи зоны разлома в нормальном залегании на северном крыле и в поднадвиговой части на южном крыле. Такое развитие продолжалось до конца палеогена.

На рубеже палеогена-неогена произошла крупная тектоническая перестройка. Пластина пород (нижний аллохтон), включающая в себя отложения мела и палеогена, используя как смазку соляно-ангидритовые толщи киммеридж-титона, была продвинута на север на расстояние в первые километры. В процессе продвижения она подверглась деформации, особенно ее фронтальная часть. Эта пластина перекрыла Илякский разлом юрского времени. Продвижение пластины импульсно продолжалось в течение неогенового времени. Скорее всего, происходило ее внутреннее расслаивание. Пластина, включающая в себя образования мела, палеогена и миоцена (верхний аллохтон), была надвинута на уже существовавшую антиклинальную

структуру примерно на рубеже миоцена–плиоцена. Амплитуда горизонтального перемещения превысила 10 км, т.е. импульс движений был сильнее, чем предыдущий. Затем в результате общего погружения территории чешуйчатая структура была перекрыта плащом отложений кулябского комплекса. Слабые горизонтальные подвижки проявились перед антропогеном. Об этом свидетельствуют наклоны слоев в нижней части разреза кулябского комплекса на южном борту Душанбинского прогиба. В течение среднего и позднего плейстоцена – голоцена происходят вертикальные движения с формированием маломощного субгоризонтально лежащего чехла осадков.

Следовательно, в зоне Илякского разлома следует выделять две разновозрастные разрывные структурные единицы. Одна из них, собственно Илякский разлом, существовавший до конца мелового времени, создан вертикальными движениями со слабой горизонтальной составляющей, относится к классу глубинных разломов и проникает до верхов мантии. Вторая единица представляет собой Илякский надвиг, развивавшийся в течение неоген–антропогенового времени и состоящий из двух пластин. Он сформировался в результате сложных горизонтальных движений в регионе. Близким по характеру формирования является установленный сейсморазведкой и бурением крупный субмеридиональный Бабатагский надвиг с горизонтальной амплитудой около 20 км [6]. Самые верхние пластины этого надвига были продвинуты далеко к северу в район антиклинали Ханака, расположенной почти в центре Душанбинского прогиба. Разница в разрезах неогеновых отложений позволила протрассировать выход на поверхность плоскости надвига в этом районе [2].

Анализ временного сейсмического разреза подтверждает высказанные ранее предположения о надвиговом характере южной границы Душанбинского прогиба [2]. Вместе с тем он уточняет и дополняет представления о сложной структурной зоне Илякского разлома. Скорее всего, установленная над Илякским разломом покровная единица является частью более крупной чешуи. При первом приближении она относится к северному окончанию Каршитауского шарьяжа, прослеженного к югу в субмеридиональном направлении. Соответственно Абдуллаакинскую антиклиналь следует относить к самостоятельной структурной единице, расположенной между Каршитауским и Ренганским шарьяжами. Окончательное решение возможно только при дополнительных сейсмических и буровых исследованиях и более полном анализе всего имеющегося фактического материала.

#### Л и т е р а т у р а

1. Варенцов М. И., Алешина З. И., Корниенко Г. Е. Тектоника и нефтегазоносность Таджикской впадины. М.: Наука, 1977. 108 с.
2. Васильчиков М. В., Меламед Р. Я., Сафьян Л. М. К вопросу о южной границе Душанбинского прогиба // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974. Сб. 6. С. 72–78. (Тр. ТО ВНИГНИ; Вып. 159).
3. Давидзон Р. М., Крейденков Г. П., Салибаев Г. Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 119 с.
4. Давидзон Р. М., Кукушкин Р. М. К истории развития локальных структур Душанбинского прогиба и северной части Бабатагского поднятия в позднем палеогене // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1973. Сб. 5. С. 112–126. (Тр. ТО ВНИГНИ; Вып. 142).
5. Жарков М. А. О промежуточных бассейнах эпох соленакопления и парагенетической связи с соленосными сериями нефтяных и газовых месторождений // Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. С. 163–185.

6. Кондур В. П., Коробка В. С., Ячменников Ю. М., Кислякова Т. А. Особенности геологического строения Бабатага в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности // Докл. АН ТаджССР. 1986. Т. 29, № 12. С. 751-754.
7. Кулагин В. К., Кулагина М. В., Топар Е. Г. О глубинном строении сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром // Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. С. 84-107.
8. Кухтиков М. М. Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая // Сб. докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. в Дели. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964.
9. Лебзин Е. В. Палеотектонические условия формирования крупных структурных элементов и связанных с ними зон нефтегазонакопления Афгано-Таджикской впадины и смежных областей // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. Сб. 4. С. 3-34. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 133).
10. Лучников В. С. Прогноз погребенных рифов по составу и строению перекрывающей их эвапоритовой формации // Геология рифов и их нефтегазоносность: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Карши, 1985. С. 107.
11. Лучников В. С., Стрелец Л. В., Юшина Н. Д. Литолого-палеоэкономическая характеристика верхнеюрских отложений южного склона Гиссарского хребта // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1973. Сб. 5. С. 146-155. (Тр. ТО ВНИГНИ; Вып. 142).
12. Штейнгольц В. Л., Баталин Ю. В. Парагенез доманикоидов и галогенных отложений различных гидрохимических типов // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 85-99.

УДК 551.243.8+551.24.05(925.16)

Т.П.Иванова

#### ЛИНЕАМЕНТНАЯ СТРУКТУРА И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Центральная часть Байкальского рифта объединяет Южную, Центральную и Северную впадины. Это наиболее "старые" и глубоко погруженные элементы огромной структуры континентального рифта. В рассматриваемую территорию входит также часть Забайкалья, примыкающая к названным впадинам.

Котловина Байкала ориентирована субпараллельно юго-восточной границе Сибирской платформы, отделяясь от нее узкой полосой байкальских складчатых комплексов. По-видимому, ольшая, глубоко погруженная часть котловины (кристаллический фундамент опущен на глубину 5-6 км<sup>1</sup>) совпадает с блоками пород добайкальского основания, претерпевших высокую степень метаморфизма - вплоть до гранулитовой фации - и вовлеченных в байкальскую структуру [18]. Тункинская и Баргузинская впадины, фундамент которых погружен до 3 км, расположены на байкальском складчатом основании, сложенном метаморфизованными породами, прорванными многочисленными интрузиями гранитоидного состава.

Вся рассматриваемая область характеризуется сокращенной мощностью литосферы - 80-100 км (мощность литосферы Сибирской платформы 125-175 км). Под литосферой Байкальской области регистрируются пониженные скорости продольных сейсмических волн  $v_p = 7,7 \div 7,8$  км/с (под Сибирской платформой  $v_p = 8,1 \div 8,2$  км/с [9, 10, 14, 15]).

В истории формирования байкальских впадин выделены [11-13] два этапа: дорифтовый, продолжавшийся около 22 млн лет (миоцен-плиоцен), и рифтогенный - последние 1-1,5 млн лет. Слабое прогибание поверхности, обозначившееся на фо-

<sup>1</sup>Здесь и далее в статье глубины даются относительно уровня моря.

не глубокой денудации и выработанной верхнемеловой-палеогеновой поверхности выравнивания, привело в миоцене к образованию мульды, располагавшейся на месте Тункинской впадины и южной части современных Южной и Центральной котловин Байкала [11]. Мульда развивалась в компенсационном режиме, заполняясь в основном тонкими осадками. В это же время к юго-западу и северо-востоку от области прогибания активизировался базальтовый вулканизм. Особенно большие площади магматической активности отмечены для миоцена: Восточный Саян, Тункинская впадина, хребет Хамар-Дабан на западе и Витимское плоскогорье на востоке.

Собственно процесс рифтогенеза начался на границе неогена и антропогена, когда, по данным [12, 13], произошло резкое усиление тектонических движений и крупные блоки земной коры по разрывам широтного и северо-восточного простирания, входящим в систему Приморско-Обручевского сброса, были опущены на 1-1,5 км. Второй подобный импульс в начале среднего плейстоцена увеличил амплитуду погружения еще на 1-1,5 км. В результате на неогеновую мульду наложился глубокие асимметричные впадины - Южно-Байкальская, Центральная и Северо-Байкальская, разделенные Бугульдейской перемычкой и поднятием Академического хребта.

Для Тункинской и Баргузинской впадин нет столь уверенных данных о характере их развития, но сходство многих черт морфологии позволяет предполагать аналогичный генезис. Северо-западный склон Тункинской, Баргузинской и Байкальских впадин крутой, ступенчатый, резким изломом сочленяется с плоским дном [2]. Для пологого юго-восточного склона, плавно переходящего в дно котловины, характерны многочисленные подводные каньоны, желоба растяжения, крупные погружения береговых структур (заливы Провал и Сор). Хребты, обрамляющие впадины, также имеют асимметричную форму: крутые юго-восточные склоны и пологие северо-западные.

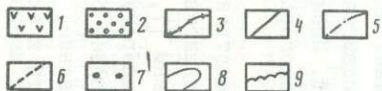
На территории Забайкалья новейшие тектонические движения проявились значительно скромнее. Наиболее четкое геоморфологическое выражение получил неоген-четвертичный вулканический рельеф - базальтовые плато, долинные потоки и вулканические постройки. В бассейне рек Джилинды и Большого Амалата (Витимское плоскогорье) к середине эоплейстоцена лавовое плато занимало площадь около 4000 км<sup>2</sup> [11]. Вместе с тем происходило заложение новых впадин и погружение отдельных участков мезозойско-кайнозойских впадин. Амплитуда относительных перемещений была невелика: 100-200 м [11]. Скорее всего, с начала антропогена структура Забайкалья развивалась в условиях рассеянного растяжения.

Таким образом, активизация тектонических движений по внешнему краю юго-востока Сибирской платформы в неоген-четвертичное время привела к формированию внутриконтинентальной Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), а в Забайкалье - к слабовыраженному рассеянному рифтогенезу.

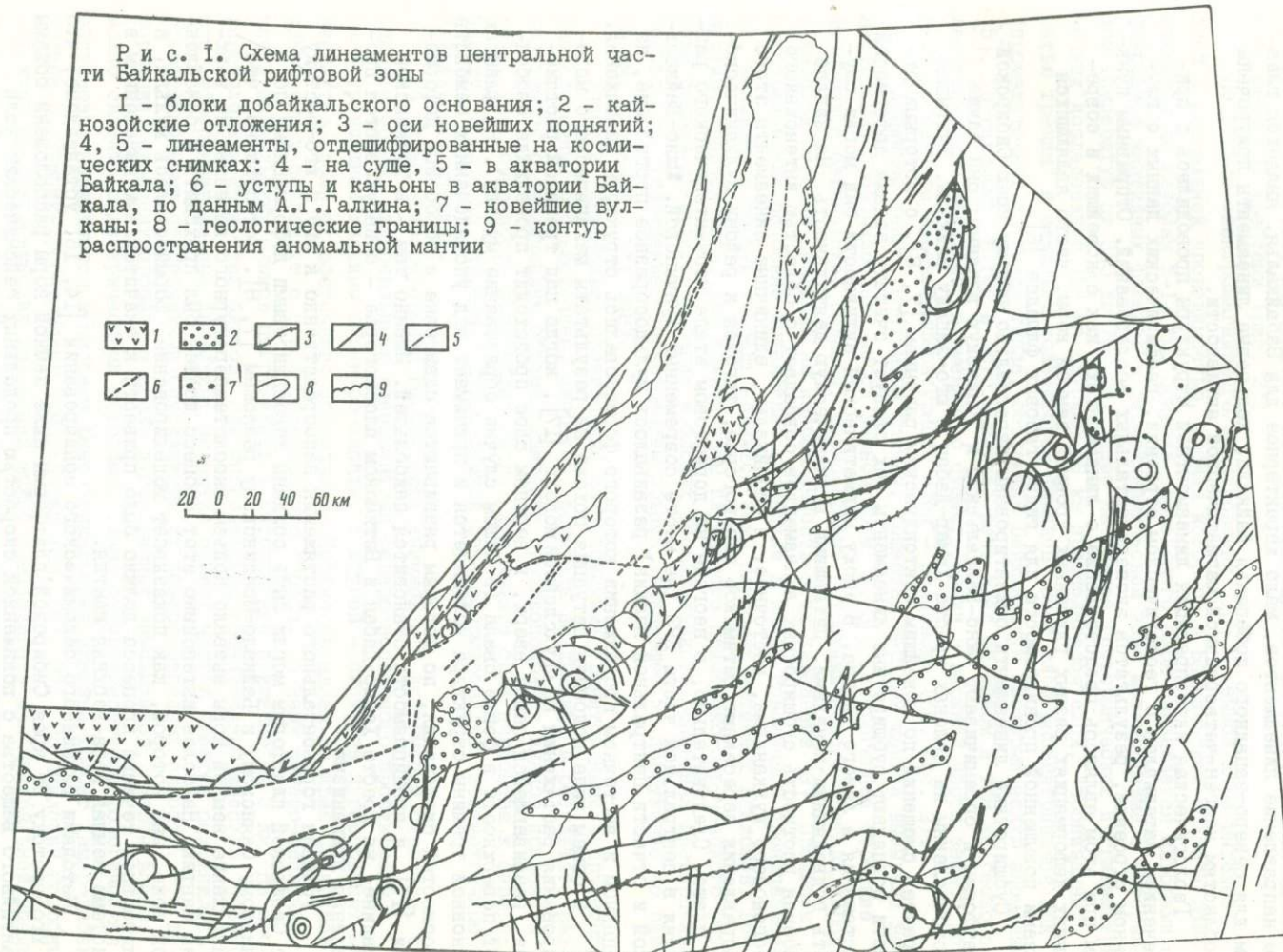
В результате дешифрирования космических снимков серии "Метеор" в спектральных диапазонах 0,5-0,7; 0,7-1,1 выявлена линейная структура центральной части БРЗ (рис. 1). Основные ее закономерности: 1) субширотные линейные элементы преобладают к западу и юго-западу от Байкала - Тункинская впадина, хребет Хамар-Дабан, Южно-Байкальская впадина; в восточной части территории отдешифрированы единичные, но протяженные линейные элементы субширотной ориентировки; 2) дугообразные линейные элементы характерны для восточного обрамления Южно-

Р и с. 1. Схема линеаментов центральной части Байкальской рифтовой зоны

1 - блоки добайкальского основания; 2 - кайнозойские отложения; 3 - оси новейших поднятий; 4, 5 - линеаменты, отдешифрированные на космических снимках: 4 - на суше, 5 - в акватории Байкала; 6 - уступы и каньоны в акватории Байкала, по данным А.Г.Галкина; 7 - новейшие вулканы; 8 - геологические границы; 9 - контур распространения аномальной мантии



20 0 20 40 60 км



Байкальской, Центральной, южной части Северо-Байкальской и Баргузинской впадин; 3) плотность меридиональных линейментов на западе незначительна, но заметно увеличивается в восточном направлении; 4) диагональное северо-восточное направление линейментов, мало характерное для Забайкалья, является главным для северо-западного побережья Байкала; кольцевые линейменты приурочены к областям неоген-четвертичной магматической активности.

Геологическая интерпретация линейментной структуры проводилась с привлечением материалов о геологическом строении, геофизических данных о глубинном строении, результатов экспериментальных исследований. Отправным пунктом при этом являлось представление о линейментах, как о новейших и современных деформациях разных глубинных уровней земной коры, часто являющихся зонами повышенной проницаемости для гидро-газовых флюидов [6].

Субширотные линейменты ориентированы параллельно южному краю Сибирской платформы и ограничивают Южно-Байкальскую и Тункискую впадины; они также многочисленны на склонах хребта Хамар-Дабан к юго-западу Байкала. Учитывая характер смещений по новейшим тектоническим разрывам [7, 8], с которыми отчасти совпадают субширотные линейменты, их следует считать зонами деформаций растяжения и левого сдвига. В эпоху магматической активности они могли служить подводящими каналами, питавшими вулканическую деятельность. На западе высокая плотность субширотных линейментов совпадает с областью интенсивного неогенового вулканизма, восточнее, в Забайкалье, единичные линейменты этого направления пересекают Витимское плоскогорье, тяготея к району вулканического плато. Следовательно, в неогене на дрифтвом этапе неотектонического развития в центральной части БРЗ (на месте современных Тункинской, Южно-Байкальской и отчасти Центральной впадин) развивалось мульдоробразное прогибание, на западном и восточном продолжении которого формировались структуры растяжения.

В общем виде подобная ситуация похожа на результаты механического моделирования растяжения на двухслойной модели [17], когда над трещиной растяжения, развивающейся снизу вверх, в верхнем слое происходит проседание свободной поверхности в форме овала (в нашем случае образование мульды). На флангах основной трещины структура усложняется и принимает вид упорядоченных семейств плоскостей скольжения, по которым развиваются сдвиговые и сбросовые деформации [17], и проницаемость становится наибольшей. Именно там — в Тункинской впадине, на хребте Хамар-Дабан и Витимском плоскогорье — обнаруживаются проявления вулканизма.

Условия горизонтального растяжения непосредственно к югу и юго-востоку от Сибирской платформы могли быть созданы левосдвиговыми деформациями по Главному Саянскому и Байкало-Мондинскому разломам [7, 8]. Естественно, что растяжение земной коры вызвало подъем высокотемпературного вещества из верхней мантии. Наиболее интенсивно этот процесс должен был проходить в ослабленной зоне, над которой, как показывает моделирование, формировалась мульда, а длительное течение процесса должно было привести к значительным изменениям в системе земная кора-верхняя мантия.

Методами глубинного сейсмического зондирования [14, 15] установлено, что к юго-востоку от края Сибирской платформы ниже земной коры расположены объемы мантийного вещества с пониженной скоростью продольных сейсмических волн ( $v_p = 7,7$  км/с). Аномалия проектируется на район оз. Байкал, северо-западную часть Витимского плоскогорья, нижнее течение р. Селенги. Кровля аномального слоя, отождествляемая с поверхностью М, расположена на разных уровнях:

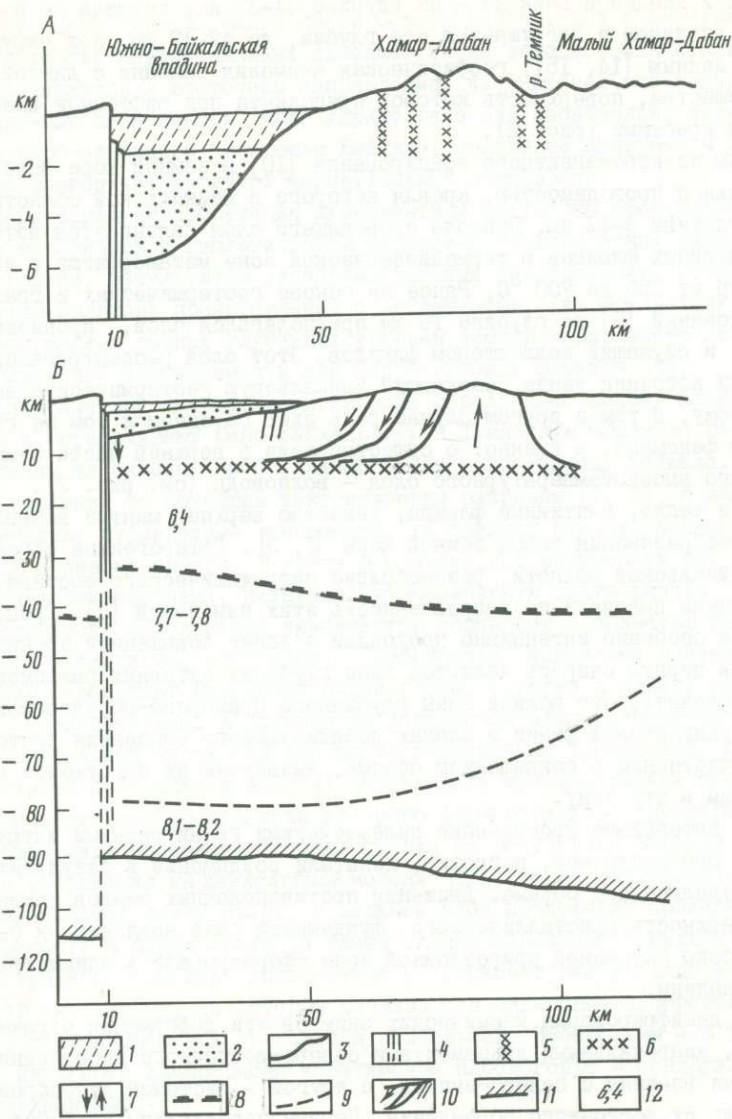
под Центральной впадиной Байкала – на глубине 34–37 км, опущена на 5–7 км под Северной впадиной и погружается еще глубже, до 42–47 км, под окружающими хребтами. По данным [14, 15], геофизическая аномалия связана с линзой разуплотненного вещества, поверхность которой приподнята под рифтовыми впадинами и опущена под хребтами (рис. 2).

По данным электромагнитного зондирования [10] в земной коре выделен слой с аномальной проводимостью, кровля которого в Байкальской области воздымается до глубины 9–12 км. Природа проводящего слоя связывается авторами с фиксацией мантийных флюидов в термодинамической зоне метаморфизма с интервалом температур от 350 до 700 °С. Ранее на основе геотермических и гравиметрических исследований [5] на глубине 16 км предполагался слой, "пронизанный сетью трещин" и служащий коллектором флюидов. Этот слой рассматривался как "промежуточный источник тепла, создающий Байкальскую геотермическую аномалию" [5]. По-видимому, в том и другом случае речь идет об одном и том же геолого-геофизическом феномене, а именно: о существовании в верхней части земной коры разуплотненного высокотемпературного слоя – волновода (см. рис. 2).

Глубинное тепло, мантийные флюиды, вещество верхней мантии вызвали существенные преобразования пород земной коры [1, 3]. Гетерогенное строение фундамента байкальской области, разнообразие петрохимического состава пород в немалой степени повлияли на направленность этих изменений [9]. Процессы преобразования особенно интенсивно проходили в зонах повышенной проницаемости, каковыми в первую очередь являются зоны глубоких активных разломов. Допустимо предположить, что вблизи зоны глубинного Приморско-Обручевского разлома породы гранулитовой фации в блоках добайкальского основания претерпели постепенное уплотнение с сокращением объема, вызвавшее их погружение по разрывам, входящим в эту зону.

Участки, интенсивно пронизанные палеозойскими гранитоидными интрузиями, расположенные юго-восточнее, напротив, испытали воздымание в результате разуплотнения с увеличением объема. Движения противоположных знаков привели к тому, что поверхность кристаллического фундамента была наклонена к северо-западу. В глубоко опущенной приразломной зоне сформировались асимметричные байкальские впадины.

На схеме дешифрирования космических снимков эти деформации отражены, с одной стороны, диагональными линеаментами северо-восточного простирания, оконтуривающими впадины с северо-запада, с другой – системой дугообразных линеаментов вдоль их восточного обрамления. Первые параллельны краю Сибирской платформы и совпадают с зоной Обручевского сброса. По нему северо-западные части байкальских блоков погрузились в антропогене примерно на 3 км. На противоположном краю этих блоков, где многочисленны гранитоидные массивы, произошли дифференцированные движения: поднятия осевых частей хребтов осложнились гравитационными ступенчатыми опусканиями их северо-западных склонов. Эти деформации, сконцентрированные вдоль дугообразных линеаментов, скорее всего, можно связать с листрическими сбросами. Такая структурно-геоморфологическая обстановка наблюдается в системе Южно-Байкальская впадина-хребет Хамар-Дабан-долина р. Темник-хребет Малый Хамар-Дабан (см. рис. 2). По аналогии подобный характер неотектонических нарушений можно предполагать для Центральной впадины и южной части Северной впадины Байкала и Баргузинского хребта, а также для сопряженной структуры Баргузинская впадина-Икатский хребет.



Р и с. 2. Структурно-геоморфологический профиль (А) и схематический разрез литосферы (Б) Южно-Байкальской впадины и хребта Хамар-Дабан

1 - акватория Южно-Байкальской впадины; 2 - неоген-четвертичные отложения; 3 - поверхность кристаллического фундамента; 4 - зона Приморско-Обручевского сброса; 5 - линейменты, отдешифрованные на космических снимках; 6 - волновод в земной коре; 7 - направления перемещений блоков фундамента; 8 - поверхность Моховичича; 9 - подошва линзы аномальной мантии; 10 - сбросы; 11 - кровля астеносферы; 12 -  $V_p$ , км/с

Механизм образования Северо-Байкальской впадины, по-видимому, был несколько иным. Приведем сравнение некоторых параметров строения впадин: Южной субширотной (1) и Северной субмеридиональной (2).

	1	2
Мощность земной коры (ниже кровли фундамента)	28-30 км	40-42 км
Абсолютная высота кровли фундамента	6-6,5 км	3,5-4 км
Амплитуда новейших вертикальных движений	8 км	6 км
Глубина акватории	1656 м	800 м

Северо-Байкальская впадина отличается более спокойным сейсмическим режимом. Пояс максимальной сейсмической активности включает Южную и Центральную Байкальские впадины и далее через Баргузинскую впадину простирается на северо-восток, охватывая Северо-Ангарскую, Муискую и другие впадины БРЗ.

Большая часть Северной впадины (кроме крайнего северо-востока) в неогене не испытывала прогибания, и новейшие тектонические движения проявились в начале антропогена в виде рифтогенеза. Погружение осуществлялось по субмеридиональным зонам растяжения, отраженным соответствующими линеаментами. Отметим, что простираение линеаментов остается параллельным краю Сибирской платформы, ориентированному здесь субмеридионально.

На северо-востоке центральной части БРЗ и в Забайкалье преобладание меридиональных линеаментов очевидно. С ними связаны небольшие по амплитуде и слабовыраженные в топографии вертикальные перемещения узких участков поверхности, формирующих систему ступенчатых горстов и грабенов, секущих разнообразные формы рельефа доминирующего северо-восточного простираения. По изменениям контуров плиоцен-четвертичных впадин, а точнее по увеличению или сокращению площади неоген-четвертичного осадконакопления при пересечении впадин линеаментами можно предполагать знак вертикальных движений.

По всей вероятности, с подобными нарушениями связано образование Бугульдейской перемычки, разделяющей Южную и Центральную впадины Байкала. Меридиональные линеаменты часто собраны в пучки, особенно многочисленные в районе Витимского вулканического плато, их логично интерпретировать, как магмоподводящие каналы плиоцен-плейстоценового вулканизма. Базальтовый состав вулкаников, оставшийся практически неизменным на протяжении всего олигоцен-четвертичного этапа магматической активности, указывает на глубинные источники последней. В этом случае меридиональные линеаменты следует считать отражением глубинных зон деформаций растяжений. И если в неогене такие зоны были ориентированы субширотно, то с конца плиоцена их простираение становится субмеридиональным. К такому же выводу пришли Н.Л.Добрецов и И.В.Ащепков [3], изучавшие ксенолиты в олигоценовых и четвертичных базальтоидах. По-видимому, меридиональные линеаменты отражают процесс рассеянного растяжения, вызванного активным развитием субширотной левосдвиговой зоны к востоку от северного окончания Байкала [7].

Кольцевые линеаменты в структурном "ансамбле" имеют свою роль. Анализ их распределения по площади показывает, что плотность кольцевых линеаментов выше в областях неоген-четвертичного вулканизма (см. рис. 1). Поэтому образование кольцевых линеаментов естественно связать с растяжением земной коры. Они чаще всего сопряжены с меридиональными линеаментами, маркируя участки повышенной проницаемости, и отражают деформации, вызванные интенсивным подтоком глубинных флюидов - всплыванием гранитоидных массивов и активизацией захороненных магматических расплавов.

Таким образом, линеаментная структура центральной части БРЗ в предложенной интерпретации раскрывает кинематику новейших геодинамических процессов и отражает поступательную (в северо-восточном направлении) тектоническую активизацию. В неогене основные тектонические события происходили на юго-западе центральной части БРЗ (впадины Тункинская, Южно-Байкальская и южная часть Центральнобайкальской). Они были динамически обусловлены левосдвиговыми смещениями вдоль юго-западного края Сибирской платформы по Главному Саянскому разлому и проявились в земной коре деформациями растяжения, что вызвало подъем высокотемпературного мантийного вещества и образование линзы аномальной мантии непосредственно ниже коры. В конце неогена – начале антропогена основные левосдвиговые смещения происходили по субширотным Тункинскому и Байкало-Моңдинскому разломам [7], в результате чего территория, расположенная к северо-востоку от них (впадины Южная, Центральная и, вероятно, южная часть Северной впадины), оказалась под воздействием тектонического растяжения. Здесь, над высокоподнятой линзой аномальной мантии, в динамической обстановке растяжения могли возникнуть условия для вещественного преобразования пород земной коры, что при наличии высокого геодинамического градиента на границе двух типов земной коры верхней мантии (сибирского "холодного" статичного и байкальского динамичного "горячего"), привело к вертикальным дифференцированным движениям. Возникли Южная и Центральная впадины Байкала и смежные с ними хребты.

В эоплейстоцене и плейстоцене тектоническая активность распространилась далее на северо-восток, где сформировалась зона левосдвиговых деформаций со сбросо-сдвиговой составляющей перемещения по Байкало-Конкударскому, Муяканскому и другим разломам восток-северо-восточного простирания. Напряжения, создаваемые этими движениями, вызвали горизонтальное растяжение в северной части БРЗ и Забайкалье. И в этом случае, как на предыдущих этапах, оно проявилось наиболее интенсивно вблизи внешнего края Сибирской платформы в формировании субмеридионального отрезка Байкала – Северо-Байкальской впадины, а также в базальтовом магматизме на Витимском плато и слабом, рассеянном рифтогенезе по всей рассматриваемой области.

Надо сказать, что продвижение тектонической активности к северо-востоку проходило с некоторым пространственным перекрытием. Так, Южная впадина и часть Центральной на протяжении всего неогена находились в условиях горизонтального растяжения, которое сохранилось и после изменения тектонодинамической обстановки, имевшей место на границе неогена и антропогена. При новой ориентировке основного горизонтального растяжения (в неогене – север-юг; на границе неоген-антропоген – северо-запад – юго-восток) деформации растяжения охватили, кроме Южной впадины, всю Центральную, а также юг Северной. Во время следующего эоплейстоцен-плейстоценового импульса тектонической активности, при изменившейся в очередной раз геодинамической обстановке, теперь уже субширотное горизонтальное растяжение охватило Северо-Байкальскую впадину, а также северо-восточную часть Центральной впадины. Вероятно, в результате такого наложения Южная и Центральная впадины Байкала оказались погруженными наиболее глубоко.

Вместе с тем надо отметить, что на всех этапах новейшего тектогенеза простирание основных линий концентрации деформаций (линеаментов) оставалось параллельным краю Сибирской платформы. По-видимому, новейшие движения к югу

и юго-востоку от платформы развивались под ее влиянием, охватившим, надо полагать, значительную часть мощности литосферы Байкальской области, так как контур линзы аномальной мантии на поверхности повторяет в обобщенном виде рисунок края платформы (см. рис. 1).

#### Л и т е р а т у р а

1. А р т ю ш к о в Е. В. Конвекция в мантии и структурообразование в земной коре // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии: Тез докл. М., 1983. С. 22-23.
2. Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М., 1979. 103 с.
3. Д о б р е ц о в Н. Л., А щ е п к о в И. В. Состав и эволюция мантии в рифтовых зонах // Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы: Тез. докл. Новосибирск, 1988. С. 25-27.
4. З о р и н Ю. А. Изостазия и гравиметрическая модель земной коры и верхней мантии // Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. С. 83-99.
5. З о р и н Ю. А., Л ы с а к С. В., Г о л у б е в В. А. О природе геотермической аномалии оз. Байкал // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 66-73.
6. И в а н о в а Т. П. Сейсмогеологическая интерпретация космических снимков района Кавказских Минеральных Вод // Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. М.: Наука, 1988. С. 124-131.
7. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий, масштаба 1:8 000 000 / Под ред. В.Г.Трифонов. М.: ГУГК СССР, 1987.
8. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья масштаба 1:25 000 000 / Под ред. Н.А.Логачева. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1982.
9. К р ы л о в С. В., М и ш е н ь к и н В. П., Б р ь к с и н А. В. Сейсмическая модель Байкальского рифта по данным продольных и сдвиговых волн // Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы: Тез. докл. Новосибирск, 1988. С. 49.
10. М а н д е л ь б а у м М. М., П и с ь м е н н ы й Б. П., П о с п е - е в А. В., А л а к ш и н А. М. Строение литосферы южного горного обрамления Сибирской платформы // Внутриконтинентальные горные области: Геологические и геофизические аспекты: Тез докл. Иркутск, 1987. С. 225-226.
11. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 358 с.
12. Н и к о л а е в В. Г. Неогеновый этап развития Байкальской впадины // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 28-33.
13. Н и к о л а е в В. Г. Антропогенный этап развития Байкальской впадины // Там же. 1988. № 6. С. 20-25.
14. П у з ы р е в Н. Н., М а н д е л ь б а у м М. М., К р ы л о в С. В. и др. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии // Там же. 1974. № 5. С. 38-45.
15. П у з ы р е в Н. Н., М а н д е л ь б а у м М. М., К р ы л о в С. В. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальском регионе // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 51-67.
16. Р о г о ж и н а В. А. Область пониженной скорости сейсмических волн и верхней мантии // Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. С. 64-78.
17. Р о м а ш е в А. Н. Опыт механического моделирования верхних слоев Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 12. С. 3-13.
18. Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000. М.: ГУГК СССР, 1966.

В.Б.Спектор

КАЙНОЗОЙСКИЙ ХАОТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ НА  
НОВЕЙШЕМ ЭТАПЕ В ГОРНОЙ СИСТЕМЕ ЧЕРСКОГО

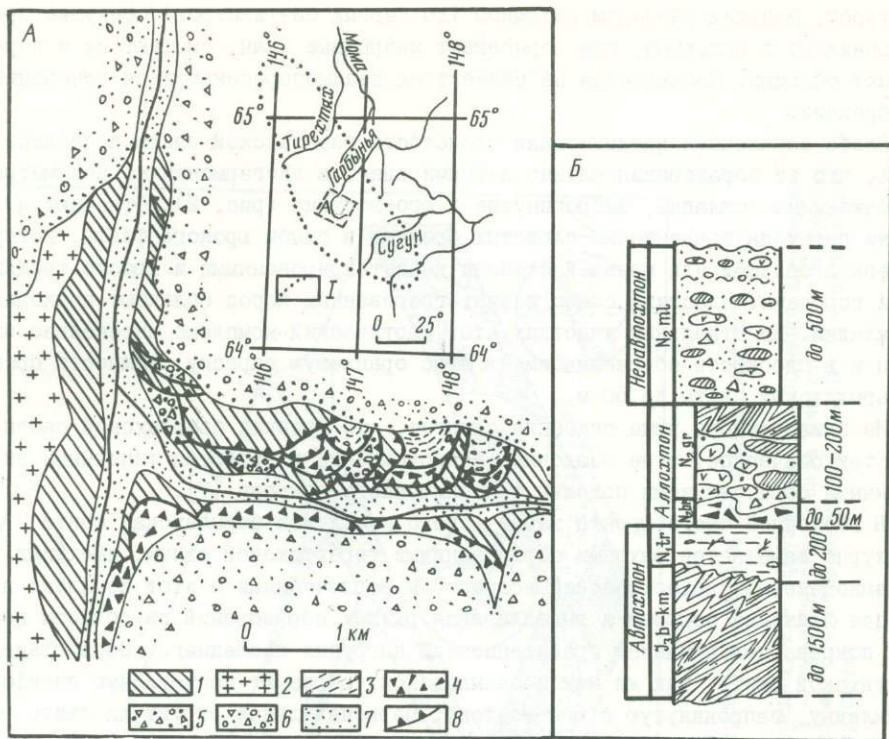
В последнее время Верхояно-Колымская горная страна и входящая в нее горная система Черского рассматриваются как ключевые для решения вопроса о взаимодействии Северо-Американской и Евразийской плит. Согласно мнению большинства исследователей, система Черского является частью обширной рифтовой зоны, разделяющей эти плиты [1-3, 9], по мнению других, опирающихся на данные дешифрирования космоснимков и решение локальных механизмов землетрясений, между этими плитами имеет место правосдвиговое смещение [4, 5, 8, 10, 11]. Установление времени и направлений горизонтальных перемещений в горной системе, вероятно, поможет уточнению существующих динамических моделей рассматриваемого региона.

Неогеновый хаотический комплекс тектонического происхождения, развитый на юго-западном склоне хребта Улахан-Чистай, указывает на существование здесь значительных горизонтальных перемещений. Данный комплекс в разных формах прослежен почти на протяжении 100 км между верховьями рек Сумун (исток р. Рассоха, впадающей в р. Колыму) и Эрикит (левый приток р. Мома), а наиболее крупное поле его сплошного развития (2 x 3 км) выявлено в верховьях р. Гарбынья и ее правого притока - ручья Дириг (Диригский комплекс). По всей видимости, тектонические микститы этого же возраста прослеживаются и за пределы исследованного участка вдоль всей горной системы Черского. Максимальная ширина развития комплекса (около 20 км) определена в бассейне р. Гарбынья.

Внутренняя структура Диригского хаотического комплекса наиболее хорошо представлена в береговых обнажениях верхнего течения р. Гарбынья (рис. 1), где комплекс вскрыт вкрест его простирания, и по ручью Дириг, подрезающему его субширотный фронт. Комплекс ограничен разрывами: пологим надвигом, проходящим по ручью Дириг и сдвигом (?), идущим вдоль долины р. Гарбынья, по которым он граничит с подстилающим его мезозойским складчатым субстратом. Последний сложен толщей ритмичного чередования темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов верхней юры. В автохтоне перед фронтом комплекса породы верхней юры ожелезнены и местами интенсивно выветрены, что давало повод для отнесения этой части комплекса к коре выветривания, песчаники превращены в рыхлый песок оранжевого и зеленого цвета, аргиллиты - в глинистую массу темно-серого и различных оттенков розового и белого цвета. Может быть, перед временем формирования комплекса имело место более или менее длительное субаэральное выветривание, но более вероятно, что разрушение пород произошло под действием выщелачивающих растворов, циркулировавших в его подошве и разгружавшихся у его фронта.

Хаотический комплекс имеет сложное строение. В нем можно выделить толщу тектонических брекчий (барылахская свита), толщу конглобрекчий (гарбыньинская свита), покров верхнеюрских диолоцированных отложений (см. рис. 1, Б). Весь комплекс запечатан плиоценовым неавтохтоном, а именно: глыбово-валунными отложениями мельтехской свиты. Помимо глыб верхнеюрских пород, аллохтон Диригского комплекса включает миоценовые лигнитоносные отложения и обломки экзотических для данного участка эффузивов.

© В.Б. Спектор, 1990.



Р и с. 1. Строение Дирингинского хаотического комплекса

А - Геологическая карта фронтального участка комплекса; Б - схематический разрез комплекса

1, 2 - мезозойский складчатый комплекс: 1 - дислоцированные флишевые толщи оксфорда-кимериджа, 2 - граниты мелового возраста; 3 - 7 - кайнозойский комплекс: 3 - тирехтяхская свита, 4 - барылахская свита, 5 - гарбыньинская свита, 6 - мельтеховская свита, 7 - современные аллювиальные отложения; 8 - надвиги и взбросы. На врезке: I - площадь распространения хаотического комплекса

Тектонические щелби барылахской свиты состоят из разноразмерных (от пелитовых до глыбовых) остроугольных обломков песчаников и алевролитов подстилающей флишевой толщи верхней юры. Обломки трещиноваты. По трещинам и между обломками развит лимонитовый и глинистый цемент. В матриксе, по данным рентгеноструктурного анализа, присутствуют обломки кварца, полевых шпатов и слюд пелитовой размерности и нет характерных глинистых минералов кор выветривания. Четко выделяются два типа брекчий: субпластовые и секущие. Субпластовая брекчия характеризуется конформной ориентировкой обломков и их разноразмерностью, причем обломки группируются в градационно-слоистые образования. В пределах таких "слоев", имеющих мощность от нескольких десятков сантиметров до первых метров, отчетливо выражен какой-либо преобладающий размер (от первых до нескольких десятков сантиметров). Обломки здесь изогнуты и сдавлены, матрикс имеет резко подчиненное значение. Сами обломки с поверхности выветрелы, окружены светлой каемкой толщиной до нескольких сантиметров, а иногда и целиком осветлены. "Слои" их имеют пеструю окраску. Иначе выглядят участки секущих брекчий, образующие линзы и дайкообразные, изогнутые тела мощностью до первых метров. В этих брекчиях материал характеризуется беспорядочной

структурой, меньшим размером обломков (до первых сантиметров). Секущие брекчии проникают в автохтон, где пересекают кварцевые жилы, смещают их и перемешивают обломки. Наблюдается не менее трех взаимопересекающихся генераций этих брекчий.

Слабо выраженная градационная слоистость барылахской свиты позволяет видеть, что ее образования сложно деформированы в дисгармоничные асимметричные почковидные складки, запрокинутые к юго-востоку (рис. 2). Отмечаются участки перехода градационно-слоистых брекчий в глыбы юрского флиша, которые выражены в большей или меньшей степени дезинтегрированными и просто трещиноватыми породами. Пластины слабо дезинтегрированных пород облекают почковидные складки. На отдельных участках этот хаотический комплекс интенсивно ожелезнен и в плоскости обнажения имеет ярко оранжевую окраску. Мощность брекчий барылахской свиты до 50 м.

Из приведенного выше описания следует, что брекчии барылахской свиты имеют тектоническое, а не осадочное происхождение и являются типичными выдавленными образованиями подошвы тектонического покрова [7].

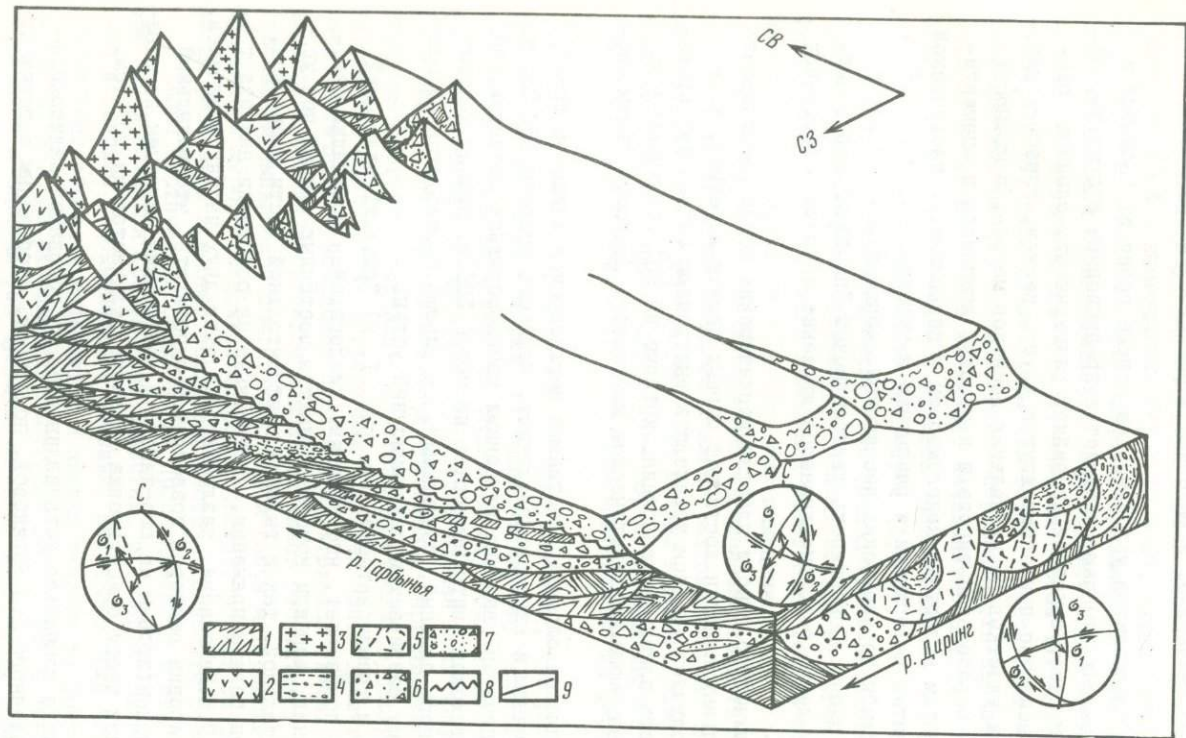
В восточной части фронта хаотического комплекса барылахская свита структурно замещается рыхлыми образованиями тирехтяхской свиты, имеющими позднемиоценовый "дохаотический возраст" и вовлеченными в этот комплекс в процессе движения покрова и выдавливания рыхлых образований из области подошвы покрова под влиянием гравитационной нагрузки последнего. Образования тирехтяхской свиты, так же как и барылахской, образуют почковидную антиформную складку, запрокинутую к юго-востоку. Первоначальная структура свиты разрушена и представлена дезинтегрированным песчано-глинистым материалом, содержащим гальку осадочных пород и гранитов, обломки песчаников и алевролитов, лигнитизированные и сплюснутые ветки и обломки стволов деревьев.

На отдельных участках фронта комплекса установлены выходы конглобрекчий гарбыньинской свиты, образующих изолированные дайкообразные тела мощностью до первых метров, зажатые между олистолитами или выдавленными рыхлыми образованиями барылахской и тирехтяхской свит.

Тыловая, предфронтальная часть хаотического комплекса обнажается по р. Гарбынья ниже устья ручья Диринг на протяжении 2 км. Здесь хаотический комплекс представлен конглобрекчиями гарбыньинской свиты с олистолитами дислоцированного верхнеюрского флиша, перекрытыми в северо-западной части покровом этих же верхнеюрских пород.

Конглобрекчии гарбыньинской свиты состоят из мелкообломочного матрикса и глыб, валунов и галек, остроугольных обломков подстилающих верхнеюрских флишевых отложений и валунно-галечного материала, состоящего из обломков экзотических для данного участка пород: эффузивов основного, чаще среднего и кислого состава. Характерно, что среди галек нет обломков гранитов, выходы которых располагаются в 500 м к западу от данного обнажения и возвышаются над ним на 1300 м (Чугулукский гранитный массив мелового возраста). Обломки эффузивов по петрографическим особенностям идентичны позднемезозойским эффузивам Уяндино-Ясачненского пояса, ближайшие выходы которого известны в хребте Черского в 20 км к северо-востоку от данного обнажения.

Обломки (до 1 м) верхнеюрских песчаников и алевролитов (60 %) угловаты, угловато-окатаны и окатаны, с поверхности нередко выветрелы, иногда в белой кремнистой рубашке или осветлены подобно обломкам барылахской свиты. Обломки



Р и с. 2. Блок-диаграмма Дирингского хаотического комплекса и положение векторов осей сжатия и растяжения по трещиноватости

1 - дислоцированные флишевые толщи оксфорда-кимериджа; 2 - эффузивные образования кимеридж-волжского возраста; 3 - граниты мелового возраста; 4 - тирехтяхская свита миоценового возраста; 5 - 7 - плиоценовые образования: 5 - барылахская свита, 6 - гарбыньинская свита, 7 - мельтехская свита; 8 - эрозионный контакт; 9 - разрывные нарушения

эффузивов (40 %) меньших размеров (до 10 см) окатаны и угловато-окатаны, угловаты. Различия в размере и форме обломков эффузивов и терригенного флиша объясняются тем, что источник эффузивных обломков микститов располагается в удаленных корнях покрова и по пути движения этот материал только дробился и обминался. Источник же обломков терригенного флиша располагается в "постели" покрова и по его боковым ограничениям, и материал такого типа непрерывно пополнялся по мере движения.

Глыбы песчаников и алевролитов угловаты, но острые грани их "обмяты" и стертые. На некоторых участках отмечаются слоистые градационные структуры, обусловленные чередованием пластов щебней гравийной размерности, осыпных брекчий, в которых обломки неплотно прилегают друг к другу, песков, глыбовых пластов. Протяженность таких участков до нескольких десятков метров, а мощность до первых метров. Такие образования тяготеют к подошве комплекса и сцементированы лимонитовым цементом в плотные конгломераты и песчаники. В хаотической массе отмечаются складчатые деформации и разрывные нарушения. Нередко конглобрекчии "впечатаны" в глыбы верхнеюрских песчаников, образуя в них линзы и примазки по трещинам и слоям. Поверхность тектонической "постели" несет четкие борозды, по которым легко восстанавливается движение покрова в восточных и юго-восточных румбах.

К кровле свиты количество глыб и пластин верхнеюрских пород увеличивается. Протяженность отдельных пластин достигает первых десятков метров, мощность до 10 м. В ряде случаев удается установить внутреннюю складчатую структуру пластин и определить элементы залегания, которые на  $90^{\circ}$  отличаются от преобладающих падений во вмещающем хаотическом комплексе. Мощность свиты около 100 м.

Верхняя часть комплекса сложена пластинами верхнеюрской флишевой толщи, надвинутыми в юго-восточном и южном направлениях. Мощность покрова 150-200 м.

Весь комплекс "запечатан" валунно-глыбовыми конгломератами неавтохтона позднеплиоценовой мельтехской свиты мощностью не менее 500 м. Нижний контакт ее с Дирингским комплексом плавный, облекающий. Он хорошо картируется на местности, поскольку по нему развивается денудационный уступ.

Анализ слоистости и трещиноватости (см. рис. 1, 2) "рыхлых" отложений хаотического комплекса показывает, что комплекс дислоцирован в складки северо-восточного простирания, шарниры которых падают в восточных румбах под углами  $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$  как во фронтальной, так и тыловой прифронтальной части комплекса. Но направления векторов поля напряжения, построенные на основании анализа трещиноватости по методу П.Н. Николаева, различаются в этих двух частях комплекса. В тыловой части ориентировка векторов позволяет предполагать, что модальный вектор сжатия здесь ориентирован на юго-запад, а растяжения наклонен на северо-запад, во фронтальной части ориентировка векторов отличается на  $90^{\circ}$  (см. рис. 2).

Возраст хаотического комплекса устанавливается на основании палинологического анализа, проведенного Л.П. Жариковой, по пробам, отобранным автором совместно с С.Н. Терских и Б.М. Леоновым.

Из тирехтяхской свиты проанализировано 13 проб. В палинокомплексе свиты господствующее положение занимают семейства сосновых (45-60 %) и сержкоцветных (25-33 %), в незначительном количестве участвуют споры трав (первые проценты), кустарнички (около 5 %). Пыльца широколиственных пород присутствует в

количестве от 0 до 7,8 %. Как указывает Л.П.Жарикова, в семействе сосновых основное место занимают гаплоидные сосны (до 58 %). На втором месте стоят 3-4 вида диплоидных сосен (до 21 %), 4-5 видов елей (до 32 %), а также до трех видов тсуги (до 14,5 %). Среди сережковидных преобладает ольховник (до 29 %).

Миоценовый облик комплекса дополняется небольшой примесью пихты, кетелев-рии, лиственницы двух видов, среди сережкоцветных отмечается небольшая доля ольхи (до 10 %), древовидных берез (2-5 %), кустарничковых берез (2-8 %).

Из гарбыньинской свиты проанализировано два образца, в которых установлен плиоценовый палинокомплекс. Доминирующей здесь является пыльца ольховника (35 %), на втором месте - кустарничковые березы (12,2 %), кедровый стланик (7,8-13,4 %), гаплоидные сосны (до 18 %), субдоминант - травы (22,8 %): верескоцветные осоки, злаки полни. Споровая часть представлена сфагновыми (4,5 %) и зелеными (0,9 %) мхами, кочедыжниковыми папоротниками (3,6 %). В древесной группе отмечается примесь пыльцы елей (4 %), пихты (до 0,9 %), лещи-ны (0,7 %), восковницы (0,9 %), тсуги (1,4 %).

Близкий к гарбыньинскому позднеплиоценовый палинокомплекс установлен по пробам в несаавтохтоне мельтежской свиты. Исходя из приведенных данных возраст формирования хаотического комплекса может быть только сингарбыньинский, до-мельтежский и приходится на середину плиоцена.

Приведенные данные достаточно определенно свидетельствуют о том, что Ди-рингский хаотический комплекс должен трактоваться как тектоногравитационные микститы [7]. Из этого следует, что данный комплекс образовался при движении тектонического покрова, сложенного верхнеюрскими дислоцированными флишевыми толщами и эффузивами, в юго-западном направлении на расстояние не менее 20 км.

Корни Дирингского комплекса обнаруживаются, как было выше отмечено, в районе хребта Улахан-Чистай, входящего в систему Черского, в месте пересече-ния его р. Гарбынья. Здесь на правом берегу реки на юго-западном склоне хреб-та Улахан-Чистай установлена субгоризонтальная зона чешуйчато-надвигового строения, в которой тектонически перемешаны верхнеюрские флишевые толщи, позднемезозойские эффузивы и пластины выветрелых и обохренных хаотических об-разований, аналогичных встреченным в нижней части Дирингского комплекса. По-верх хаотического комплекса залегает мельтежская свита. В отличие от при-фронтальной части Дирингского комплекса здесь отсутствуют мелкообломочные обра-зования гарбыньинской свиты, пластины и глыбы материнских пород достигают больших размеров (несколько метров и более), но вид матрикса - мучнистая бе-лесая розовая и кремовая пелитовая масса - полностью сохраняется.

Далее хаотические образования прослеживаются в северо-западном направле-нии вдоль подножия хребта Улахан-Чистай, и здесь в тектонические чешуи вовле-чены и граниты Гарбыньинского массива. Небольшое поле тектоногравитационных рыхлых конглобрекций выделяется в нижнем течении р. Томтор (левый приток р. Гарбынья), где их мощность достигает 120 м. Далее тектонические брекчии прослежены в бассейн рек Чугулук, Мельтеж и Тирехтях и затем в верховья р. Эрикит (Дарпирский комплекс), где наряду с тектоническими брекчиями най-дены и пространственно с ними связанные конглобрекции плиоценового возраста.

Дарпирский хаотический комплекс, судя по направлению фиксируемых в его подошве пологих надвигов, образовался при движении покровных масс в северо-западном направлении, противоположном Дирингскому комплексу.

В бассейне р. Сугун встречены несколько выходов конглобрекчий, сцементированных глинисто-лимонитовым матриксом. Уверенно наблюдается их залегание под покровами верхнеюрского флиша. В процесс покровообразования вовлечены и граниты. Здесь широко распространены выходы щебнистых образований аналогичных барылахской свите, мощность которых достигает местами нескольких десятков метров. Вместе с деформированными и перемешанными отложениями угленосной тирехтяхской свиты эти образования маркируют фронт покрова. По замерам трещиноватости в тирехтяхской свите ее деформации обусловлены взбросовыми движениями в поле, модальный вектор сжатия которого ориентирован в северо-восточном направлении горизонтально, а вектор растяжения — в юго-западном направлении под углом  $40^{\circ}$  к горизонту. Это поле напряжений, так же как и направления перемещения масс в покровах, аналогично установленному в Дирингском хаотическом комплексе.

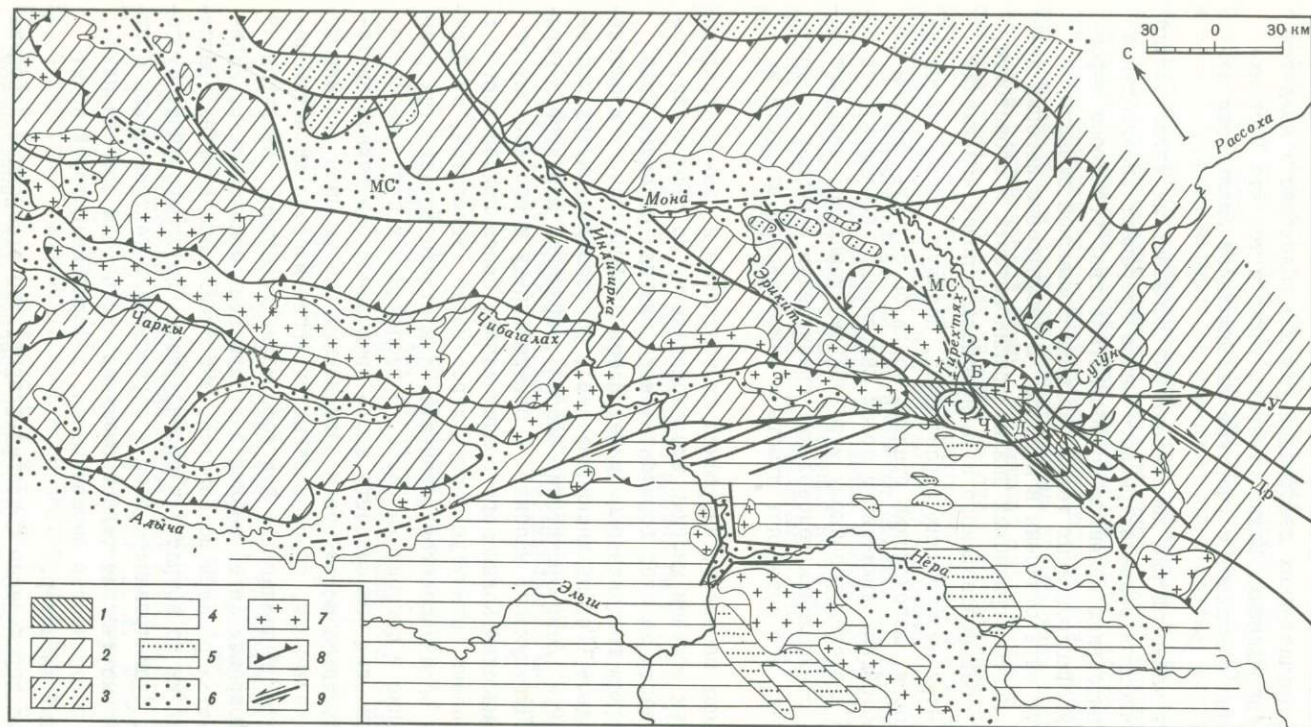
Изучение покровных комплексов на дистанционных материалах позволило выявить дешифровочные признаки покровно-надвиговых чешуй. Наиболее устойчивыми признаками являются: четкий вытянутый извилистый в плане уступ высотой несколько сот метров (не менее 500 м), развитие у подножия уступов широких и протяженных равнин с продольными молодыми речными долинами, перекося поверхности аллохтонного блока, резкая асимметрия речных долин на поверхности аллохтона, многоярусность крутого склона, приуроченность к фронтам покрова гранитных массивов, подрезание фронтальным разломом сети мелких разрывных нарушений, для которых он служит четкой границей распространения.

На тектонической схеме, составленной по результатам дешифрирования (рис. 3), видно, что в районе пересечения хребта Улахан-Чистай реками Тирехтях и Гарбынья намечается тектонический узел, где сходятся несколько активных в новейшее время разломов и среди них известные долгоживущие разломы Улахан и Дарпир. В этом же месте система Черского имеет минимальную ширину, около 20 км, и представлена лишь одним хребтом Улахан-Чистай. Движение масс относительно выделенного тектонического узла, названного Буордахским, характеризуется четкой полярностью, в которую вписываются и движения хаотических комплексов. Эти движения идут от узла вдоль хребта в северо-западном и юго-восточном направлениях и обусловлены, вероятно, выдавливанием материала из зоны сжатия [6].

Естественно предположить, что латеральные перемещения материала и вызвавшие их напряжения должны были породить и другие деформации сжатия в кайнозойских и мезозойских образованиях, помимо выше отмеченных.

Сведения о складчатых деформациях кайнозойских отложений в горной системе Черского и близлежащих районах немногочисленны. К ним относятся прежде всего известные дислокации в северо-восточных отрогах Момского хребта по рекам Мятись и Бадриха, где мощная (1500 м) толща палеоген-миоценовых отложений поставлена на голову и на нее надвинуты отложения мела [12]. Менее яркие, также надвиговые деформации известны в отрогах хребта Андрей-Тас, являющегося северо-западным продолжением Момского хребта. Известны деформации угленосных кайнозойских толщ в Сеймчано-Буюндинской впадине и др. [11].

К ним следует добавить, вероятно, присдвиговые складки с амплитудой до 300 м северо-восточного простирания в миоценовых толщах Момской впадины, установленные геологами ШГО "Якутскгеология" и подтвержденные дешифрированием и полевыми наблюдениями автора и С.Н. Терских, и многочисленные присдвиго-



Р и с. 3. Схема неогеновой тектоники бассейна верхнего течения р. Индигирки

1 - неогеновый хаотический комплекс; 2, 3 - надвиговые пластины: 2 - сложенные дислоцированными мезозойскими образованиями, 3 - сложенные этими же образованиями с участием доплиоценовых кайнозойских отложений; 4, 5 - участки преобладающих сдвиговых деформаций в неогене: 4 - сложенные дислоцированными мезозойскими образованиями, 5 - сложенные этими же образованиями с участием доплиоценовых кайнозойских отложений; 6 - плиоценовые отложения, "запечатывающие" ранние деформации; 7 - мезозойские граниты; 8 - надвиги; 9 - сдвиги. Буквенные обозначения: У - разлом Улахан, Др - разлом Дарпир, В - Буордахский тектонический узел, Д - Дирингский покровный комплекс, МС - Момо-Селенняхская впадина, гранитные массивы: Г - Гарбыньинский, Ч - Чугулуцкий, Э - Эрикитский

вые складки преимущественно северо-восточного простирания, наблюдаемые и дешифрируемые в миоценовых отложениях Нерского плоскогорья.

Как видно из схемы (см. рис. 3), поле развития хаотических комплексов занимает относительно перечисленных деформаций узловое положение и является тектонически наиболее напряженным. Можно отметить также и то, что Буордахский узел пространственно совпадает с участком максимальной балльности землетрясений [11].

Попытки установить кайнозойские дислокации или доказать их кайнозойский возраст за пределами участков развития рыхлого чехла встречают значительные трудности. Главным препятствием является то обстоятельство, что любые деформации, встреченные в литофицированных телах Верхояно-Колымской складчатой системы, формально могут быть отнесены к мезозою. В расшифровке истории деформаций мало помогает и геометрический анализ трещиноватости и слоистости, поскольку ориентировки осей мезозойского и кайнозойского полей напряжений могли и совпадать. Из всех мезозойских образований, пожалуй, только магматические тела и, в частности, мезозойские граниты могли бы служить репером для установления типа кайнозойских движений и полей напряжений, поскольку эти образования по отношению к дислоцированному мезозойскому комплексу занимают секующее положение. Время становления мезозойских гранитоидов занимает промежуток от 150 до 70 млн лет, что позволяет думать о кайнозойском возрасте их вскрытия и деформаций.

Деформации отдельных массивов, нарушения их контактов и срыв контактово-метаморфических оторочек отмечен многими исследователями. Но деформации, которые можно было бы отнести за счет горизонтального сжатия, наиболее ярко представлены в Буордахском тектоническом узле. Здесь наблюдается горизонтальное раздавливание массивов (Гарбыньинский массив), образование внутри массивов перемычек сдвливания (Лево-Эрикетский массив), вращение массивов в горизонтальной плоскости (Чугулуковский массив). К северо-западу и юго-востоку от узла батолитоподобные массивы Колымского гранитоидного пояса приобретают в большей или меньшей степени вытянутую форму, дугообразно изгибаются, их фронтальные выпуклые части ограничиваются разрывами, а контакты вблизи этих разрывов приобретают падение в сторону массивов. В расположении самих массивов четко выражается кулисность, сближенность вдоль продольной оси горной системы, приуроченность к протяженным взбросам. Эти данные определенно указывают на участие массивов в движениях, обусловленных сдвигово-взбросовым полем напряжений. Есть основания предполагать, что деформации гранитных батолитов имеют дочетвертичный возраст. Автор наблюдал в береговых обнажениях р. Индигирки, на участке от устья р. Неры до Порогов, многочисленные апофизы гранитных батолитов и близких им по возрасту и составу даек, деформированных субгоризонтальными срывами, будинированием даек и образованием тектонических брекчий. Деформированные магматические тела и вмещающие их породы срезаны плиоцен-раннечетвертичной поверхностью выравнивания, деформация которой носит другой, сводово-глыбовый характер.

Приведенные данные определенно свидетельствуют, что в середине плиоцена в системе Черского и смежных горно-складчатых сооружениях прошла мощная фаза диастрофизма, вызвавшая формирование чешуйчато-покровных и складчатых дислокаций в кайнозойском чехле и подстилающем его мезозойском субстрате. Эти деформации были обусловлены полем напряжений, модальный вектор сжатия которого

был ориентирован горизонтально в направлении юго-запад - северо-восток, вкрест простирания системы. Латеральные перемещения блоков в эту фазу могли достигать десятков километров. Они шли по простиранию системы. Вкрест простирания системы развивались взбросовые движения.

Приведенные данные накладывают существенные ограничения на возможность развития крупного внутриконтинентального Момского рифта в неогене. Восстановление горизонтального северо-восточного сжатия, следующего из расчетов механизмов очагов землетрясений, в современную эпоху создает такие же трудности для образования рифта в четвертичное время. Крупные, лежащие на одной оси впадины Момская и Селенняхская представляют собой, вероятно, кайнозойский синклиниорий со сложной внутренней структурой, соседствующей с Момским хребтом-сводом, и сложным антиклинорным сооружением системы Черского. Из приведенной тектонической схемы, отражающей плиоценовые и четвертичные движения, следует также, что вдоль системы Черского направление сдвигов носит симметричный характер относительно Буордахского узла. К северо-западу от него наблюдаются левосдвиговые, а к юго-востоку - правосдвиговые смещения.

Полученные данные не противоречат мнению Л.П.Зоненшайна и Л.А.Савостина об образовании ансамбля структур сжатия вследствие сближения Северо-Американской и Евразийской плит, полюс вращения которых в интервале от 10 до 4 млн лет назад находился в точке с координатами  $71,8^{\circ}$  с.ш. и  $130,9^{\circ}$  в.д., т.е. в районе хребта Хараулах [4].

#### Л и т е р а т у р а

1. Грачев А. Ф. Момский материковый рифт (северо-восток СССР) // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Недра, 1973. Вып. 8. С. 10-25.
2. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
3. Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Проблема связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1971. Вып. 6. С. 38-53.
4. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 307 с.
5. Козьмин Б. М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 126 с.
6. Копп М. Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, № 2. С. 14-28.
7. Леонов М. Г. Олистохромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 173 с. (Тр. ГИН; Вып. 344).
8. Мокшанцев К. Б., Гусев Т. С., Козьмин В. М., Третьяков Ф. Ф. Сейсмичность, современные и древние поля напряжений северо-восточной Азии в связи с проблемой Момского рифта // Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977. С. 76-82.
9. Наймарк А. А. Момская рифтовая область (северо-восток СССР) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. 1980. № 7. С. 3-51.
10. Спектор В. Б., Баландин В. А. Новейшая тектоника Восточной Якутии // Геология кайнозой Якутии. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1982. С. 59-69.
11. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 246 с.
12. Яшин Д. С., Гольбрайх И. Г., Сергеев Д. В. Об установлении палеогеновых отложений в Момо-Зырянской впадине // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточной части советской Арктики. Л.: Совморгео, 1973. С. 62-64.

А.И. Кожурин

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Центральная Камчатка является частью Курило-Камчатской островодужной системы и может рассматриваться как пример (тектонотип) активной континентальной окраины, для которой характерны наличие сейсмофокальной зоны и сосредоточенный в линейные пояса в целом известково-щелочной вулканизм. Для выявления закономерностей формирования ее структуры в четвертичное время использованы результаты изучения позднечетвертичных разрывов, движения по которым, как представляется, наиболее адекватно отражают характер и тенденции деформирования земной коры. Эти данные можно уверенно экстраполировать на период времени примерно со среднего плейстоцена, в течение которого окончательно оформилась наблюдаемая в настоящее время структура Центральной Камчатки [4]. Отметим, что на Камчатке изучение тектонических движений этого возраста позволяет проводить наиболее обоснованные сопоставления с предполагаемыми движениями по сейсмофокальной зоне, а также с геофизическими данными, отражающими, по своей сути, современное состояние коры и верхней мантии.

Основу современного структурного плана Камчатки (см. рисунок на вкл.) образуют линейные поднятия и впадины общего север-северо-восточного ("камчатского") простирания - горст-антиклинали и грабен-синклинали [8, 16, 17]. К последним пространственно тяготеет большинство проявлений средне-позднечетвертичного вулканизма. Среди позднечетвертичных тектонических нарушений главным является зона разломов передового фаса Центральной Камчатки, на большом протяжении выступающая как граница Центральной Камчатской депрессии и поднятия Восточных хребтов. На севере зона разломов разворачивается от общего север-северо-восточного направления ближе к северо-восточному и выходит к побережью залива Озерного. Кроме нее, выделяются диагональная система северо-восточных (до восток-северо-восточных) и северо-западных разрывов и некие субширотные, менее отчетливо проявленные в рельефе линии или зоны, впервые выделенные по геофизическим данным О.И. Супруненко и Г.П. Декиным [10].

Севернее р. Камчатки, в районе хребта Кумроч и п-ва Камчатский, смещения по разрывам происходят вплоть до настоящего времени. Максимальное зафиксированное в рельефе правостороннее смещение по северо-восточным разрывам достигает 140 м. Для нарушения в крайней юго-восточной части п-ва Камчатский приблизительно оценена средняя скорость правого сдвига - порядка 4 мм/год. Реальная скорость смещений, очевидно, больше, так как величина горизонтального смещения (22 м) тылового уступа низкой надпойменной террасы верховьев р. 1-я Перевальная соотносилась с абсолютным возрастом отложений средней части разреза террасы (около 6 тыс. лет). Естественно, сама поверхность террасы более молодая.

Правосторонние смещения по разрыву северо-восточного простирания на восточном склоне хребта Кумроч характеризуют динамику движений по зоне разрывов, трассируемой долинами рек Асхава, Радуга, Бушуйка, Таловка и Пятая, морфологически идентичной зоне разломов передового фаса, вдоль которой, следовательно, также можно предполагать правосторонние подвижки.

Диагональная система правых и левых сдвигов может быть интерпретирована как показатель напряжений субширотного горизонтального сжатия, с чем согласуются и данные анализа субмеридиональных направлений, отчетливо выраженных в рельефе внутренних пространств хребта Кумроч и п-ва Камчатский [5].

Южнее, в районе хребта Тумрок (на широте Кроноцкого полуострова), развита принципиально та же система молодых дислокаций. Вдоль границы депрессии, определяющей положение долины р. Левая Шапина, и поднятия хребта Тумрок проходит отрезок зоны разломов передового фаса, вдоль которого установлены правосторонние смещения элементов рельефа на 30, 120–150 м и предположительно 1 км. Восточнее существует диагональная система правых и левых сдвигов, активных до начала голоцена. Левосдвиговую природу северо-западного разлома в северной части Кроноцкого полуострова показал В.А.Леглер [7]. Скорость сдвига, по его подсчетам, в среднем за последние 100 тыс. лет достигла 1 см/год. Правые горизонтальные смещения установлены нами для молодых разрывов, продолжающих на юго-запад крупный северо-восточный разлом, контролирующий положение долины среднего течения р. Сторож. Примечательной в этом районе является система дуговидных, определяющих строение рельефа структур, заключенных в плане между разнонаправленными сдвигами. Их формирование, очевидно, связано кинематически и динамически с подвижками по разломам диагональной системы, т.е. они могут быть интерпретированы как четвертичные складчатые структуры.

В самой южной части Центральной Камчатки, в районе хребта Ганальского и южной части хребта Валагинского, по разлому передового фаса обнаружены правосторонние смещения амплитудой порядка 80 м в месте пересечения им долины р. Кавычи и около 120–150 м в верховьях р. Правая Камчатка. Что касается меридиональных структур, определяющих, например, положение долин рек Кавыча и Средняя Авача, то есть данные, что и здесь они являются структурами субширотного горизонтального сжатия. Положение депрессии верховьев р. Кавыча контролируется меридиональной синклинальной складкой, восстанавливаемой по деформациям поверхности останцов нижнечетвертичных базальтов. Субмеридиональный разлом восточного ограничения депрессии р. Средняя Авача (западная граница Авачинского поднятия), судя по изменениям простираения линии его выхода на поверхность в зависимости от рельефа, является крутым наклоненным на восток взбросом.

Таким образом, на востоке Центральной Камчатки развит парагенез структур субширотного горизонтального сжатия, включающий в себя диагональную систему северо-восточных правых и северо-западных левых сдвигов и субмеридиональные складчатые структуры и взбросы. Специфический элемент этого парагенеза – крупный правосторонний сдвиг вдоль зоны разломов передового фаса. Движения по нему в средне-позднечетвертичное время осуществлялись со скоростью примерно 1–1,3 см/год, что в 4–5 раз выше средней скорости вертикальных движений, установленной ранее другими исследователями [4]. Наличием этого сдвига удовлетворительно объясняются многие особенности структуры и рельефа Центральной Камчатки. Так, в целом низинный характер рельефа в области северного окончания сдвига, в его восточном крыле, обусловлен присдвиговым растяжением. Наоборот, максимальные высоты рельефа и выходы наиболее древних образований Восточных хребтов в южном окончании сдвига связаны с условиями присдвигового сжатия. Можно предполагать, что с реализацией правосдвиговых движений связано формирование Начикинской зоны поперечных дислокаций (северо-западного простираения), в пределах которой, как в области макси-

мального сжатия, прерывается полоса сплошного распространения средне-поздне-четвертичных вулканических образований Восточной Камчатки (между Восточно-Камчатским и Южно-Камчатским вулканическими поясами).

Парагенез структур субширотного сжатия, как показывает анализ, распространен не только на востоке Центральной Камчатки, но и в пределах Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта. Здесь выделяется та же система северо-восточных и северо-западных разрывов и субмеридиональные складчатые структуры (см. рисунок). Среди последних в Центральной Камчатской депрессии — поднятие горы Шаромский Мыс, Центральное поднятие с его ядром — Генеральским поднятием, поднятие под Ключевской группой вулканов, разделяющее Козыревскую и Хапиченскую впадины.

Ряд данных позволяет предполагать, что описанные структуры отражают стиль деформации лишь верхнекорового слоя литосферы Центральной Камчатки — до глубины 20–25 км. Во-первых, отсутствует связь с ними центров вулканических извержений средне-позднечетвертичного возраста. Во-вторых, о неглубоком заложении этих структур свидетельствуют, например, данные о концентрации неглубоких, до 10–15 км, очагов микроземлетрясений вдоль северо-восточного разлома по р. Сторож [12]. Отрезок зоны разломов передового фаса в районе Ключевской группы вулканов, по сейсмологическим данным, как показал В.А.Ермаков [3], прослеживается до глубины 20–25 км. В-третьих, являясь, по сути, системой хрупких дислокаций, разрывы и соответственно связанные с ними складчатые структуры могут быть отнесены лишь к слою, в котором сосредоточена коровая сейсмичность Камчатки, а именно, к слою мощностью 20–25 км [14]. Ниже 25 км, как показали эти авторы, Камчатка асейсмична (за пределами сейсмофокальной зоны). В-четвертых, о неглубоком заложении структур парагенеза сжатия свидетельствует сам факт их отчетливой (прямой) выраженности в рельефе.

Обратимся теперь к системе линейных поднятий и впадин, определяющих основную, север-северо-восточную, зональность структуры и рельефа Центральной Камчатки. Среди впадин наиболее значительная — Центральная Камчатская депрессия. Для понимания закономерностей развития депрессии значение имеет следующее: 1) в ее пределах развиты элементы верхнекорового структурного плана, причем иногда наблюдается их непосредственное продолжение в зону поднятий Восточных хребтов, иначе говоря, в своем распространении верхнекоровые структуры в известной степени индифферентны к границам линейных поднятий и впадин; 2) конфигурация в плане разломного уступа между Центральной Камчатской депрессией и поднятием Восточных хребтов определяется направлениями верхнекоровых структур; 3) для разрывов, являющихся (в плане) границей депрессии и Восточных хребтов, установлена, помимо сдвиговой, значительная сбросовая составляющая перемещений (показатель субпоперечного к разрывам растяжения), которая исчезает в северной части Центральной Камчатки, где зона разломов передового фаса и восточная граница депрессии пространственно разобщены. Это свидетельствует о независимости источников сдвиговых и сбросовых смещений по разрывам восточного ограничения депрессии.

Из изложенного следует, что по отношению к верхнекоровому структурному плану Центральная Камчатская депрессия является структурой дискордантной, наложенной, т.е. ее образование нельзя поставить в зависимость от напряжений субширотного горизонтального сжатия. Наиболее вероятно, что Центральная Камчатская депрессия имеет более глубокое заложение, отражая на поверхности динамику более глубоких, чем верхнекоровые, тектонических процессов. С учетом

асейсмичности нижних горизонтов коры и литосферы Камчатки (вне сейсмофокальной зоны), повышенных значений литостатического давления и температуры надо думать, что тектонические движения в них осуществляются иначе, чем в верхнекоровом слое — видимо, в форме пластического или близкого к нему течения горных масс.

В результате сейсмологических и сейсмических исследований [1, 2, 9 и др.] были выявлены некоторые особенности глубинного строения Камчатки. Переход от коры к мантии происходит не скачком, а в слое мощностью около 10 км. Максимальные мощности переходного слоя, в котором чередуются уровни с мантийными и коровыми скоростями, приурочены пространственно к вулканическим поясам. Ниже, до глубины 50, максимум 70 км, скорости прохождения сейсмических волн относительно понижены, что связано, видимо, с некоторым разуплотнением верхов мантии. Переходный от коры к мантии слой в таком случае является своего рода "апикальной" зоной относительно низкоплотной верхнемантийной линзы. Над ними, в интервале глубин от 20 до 30 км, существует слой с инверсией скоростей, причем, похоже, не только под вулканическими поясами, но и в стороне от них. На уровне переходного от коры к мантии слоя и относительно низкоплотной верхнемантийной линзы располагаются магматические очаги, поставляющие на поверхность основной и средне-основной материал [13], а сами вулканические центры Центральной Камчатской депрессии, Восточно- и Кжно-Камчатского вулканических поясов обнаруживают отчетливую связь с областью резкого снижения сейсмической активности сейсмофокальной зоны на глубине 140±20 км [11]. Можно предположить, что верхнемантийная линза относительно низкоплотного вещества появляется в результате задержки в подкоровых горизонтах поднимающегося от сейсмофокальной зоны материала, при этом на поверхность в виде продуктов вулканических извержений попадает лишь его некоторая часть. При увеличении объема линзы следует ожидать перемещения ее вещества в стороны от зоны его подтока, вероятнее всего, в противоположном от сейсмофокальной зоны направлении, т.е. к западу.

На основе представления о латеральном перемещении вещества низкоплотной верхнемантийной линзы, на наш взгляд, можно объяснить образование структур типа Центральной Камчатской депрессии с характерной для них морфологией. Они появляются в коре как реакция на изостатическое погружение блоков коры и постоянное усиление, создаваемое на их нижней поверхности перемещающимися в западном направлении подкоровыми и, возможно, нижнекоровыми массами. Данная модель предполагает относительное разнонаправленное перемещение верхнекоровой и более глубоких литопластин и отсюда наличие поверхности или зоны горизонтального срыва между ними, т.е. тектоническую расслоенность литосферы Центральной Камчатки. В качестве горизонта, обеспечивающего возможность срыва, может рассматриваться инверсионный слой. В то же время само появление этого слоя, видимо, в какой-то мере связано с относительным перемещением разноглубинных литопластин. Широтные линейные зоны в этой модели являются глубинными (нижнекоровыми-верхнемантийными) сдвигами, отражающими движение и направление движения глубинных масс. Предварительные оценки скорости сдвига по широтным глубинным зонам, основанные на наблюдаемой на поверхности (т.е. над ними) деформации верхнекоровых структур, дают значение около 5-6 см/год. Если это так, то есть основания считать, что в глубоких горизонтах коры и в верхней мантии тектонические движения осуществляются со значительно большими,

чем в верхнекоровом слое, скоростями. Отметим, что "жесткая" связь вулканов с геометрией сейсмофокальной зоны означает единство вулканических зон Центральной Камчатской депрессии и востока Центральной Камчатки и объясняет некоторую независимость этого единого вулканического пояса относительно границ основных структурных элементов Центральной Камчатки — линейных поднятий и впадин "камчатского" простирания, связанных с процессами на более высоком, верхнемантийном-нижнекоровом, уровне.

Таким образом, формирование структуры Центральной Камчатки в средне-позднечетвертичное время определялось явлением тектонической расслоенности ее литосферы, проявившемся в структурно-динамической дисгармонии разноглубинных слоев, а на поверхности — в появлении и одновременном развитии в средне-позднечетвертичное время двух структурных планов. Из сравнения скоростей вертикальных и горизонтальных тектонических движений следует, что преобладающим типом движений в верхнекоровом слое Центральной Камчатки являлись правосторонние горизонтальные движения вдоль зоны разломов передового фаса — вдоль основных структур Центральной Камчатки. По нашему мнению, эта модель формирования структуры Центральной Камчатки, учитывающая тектоническую расслоенность ее литосферы, достаточно хорошо объясняет главные особенности четвертичного этапа эволюции Центральной Камчатки, например, закономерности и динамику проявлений процессов средне-позднеплейстоценового кислого вулканизма.

Как сегмент цепи островных дуг западной окраины Тихого океана и соответственно Тихоокеанского тектонического пояса, Камчатка, очевидно, должна нести в себе некоторые общие для всего пояса черты. В данном случае нас интересуют масштабы таких явлений, как тектоническая расслоенность литосферы и преимущественно горизонтальные движения в ее верхнекоровом слое примерно вдоль границы континент-океан. Основой решения этих вопросов могут быть данные о крупных активных в позднечетвертичное время разломах, подобных зоне разломов передового фаса Центральной Камчатки, распространенных в большинстве районов обрамления Тихого океана. Сведения о них изложены в обширной литературе, главным образом зарубежной, и в значительной степени обобщены А.И. Кожуриным и В.Г. Трифоновым [6]. Среди этих разломов — Продольный Тайваня, Филиппинский, Альпийский Новой Зеландии, Атакамский Перуанско-Чилийского побережья Южной Америки, Сан-Андреас на западе Северной Америки, Срединная тектоническая линия Японии, система разломов Южной и Юго-Восточной Аляски и предположительно разлом в тылу Командорского сегмента Алеутской островной дуги. Образую единый класс однотипных структур, они обладают общими чертами, которые, кратко, сводятся к следующему.

1. Главная компонента перемещений по ним — сдвиговая, с правым знаком для большинства разломов и лишь по Филиппинскому разлому и Продольному разлому Тайваня — с левым.

2. Сдвиги, как правило, протягиваются в районах обрамления Тихого океана с корой континентального (по мощности и составу) типа. Единственное исключение — разлом в тылу Командорских островов (кора переходного типа). "Континентальный" характер сдвигов подчеркивается тем, что они и связанные с ними структуры образуют системы, аналогичные известным во внутриконтинентальных подвижных поясах.

3. Сдвиги и связанные с ними структуры нарушают лишь верхние слои литосферы активных окраин Тихого океана, в среднем до глубины 10–15 км, причем

в ряде случаев (при достаточном количестве данных) в более глубоких слоях литосферы восстанавливаются иные по сравнению с верхнекоровыми геодинамические условия и обстановки.

Изложенное показывает, что сдвиговые перемещения вдоль Центральной Камчатки отражают общую закономерность тектонического развития активных окраин Тихого океана – значительную, в ряде случаев преобладающую роль горизонтальных тектонических движений вдоль границы континент–океан. Осуществляясь лишь в верхнекоровом слое, эти движения должны вызывать структурно–динамическое (структурно–кинематическое) обособление верхнекоровых литопластин и могут рассматриваться как признак тектонической расслоенности литосферы активных окраин Тихого океана и, возможно, всего Тихоокеанского тектонического пояса.

#### Л и т е р а т у р а

1. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
2. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
3. Ермаков В. А. Неотектоника и четвертичный вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1969. № 3. С. 68–79.
4. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.
5. Кожурин А. И. Четвертичная тектоника хребта Кумрох и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 2. С. 76–87.
6. Кожурин А. И., Трифонов В. Г. Молодые сдвиги обрамления Тихого океана // Там же. 1982. № 2. С. 3–18.
7. Деглер В. А., Парфенов Л. М. Системы разломов островных дуг // Тектоническое районирование и структурно–вещественная эволюция северо–востока Азии. М.: Наука, 1979. С. 134–155.
8. Светловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 218 с.
9. Славина Л. Б., Федотов С. А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 188–200.
10. Супруненко О. И., Декин Г. П. Субширотные разломы Восточной Камчатки // ДАН СССР. 1968. Т. 180, № 6. С. 1442–1445.
11. Токарев П. И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 166–176.
12. Федотов С. А., Багдасарова А. М., Бобков М. Ф., Кузин И. П. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений за период ноябрь 1961–1963 гг. // Землетрясения в СССР в 1963 году. М.: Наука, 1966. С. 167–194.
13. Федотов С. А., Потапова О. В. Предварительная карта тел на глубинах 30–100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих Р и S волны // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 176–178.
14. Федотов С. А., Токарев П. И., Годзиковская А. А., Зобин В. М. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965–1968 гг.) // Там же. С. 35–46.
15. Флоренский И. В., Трифонов В. Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. 1985. № 4. С. 78–87.

16. Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки // Там же. 1965. № 1. С. 93-105.
17. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.

УДК 550.34.01:550.348.436

В.И.Шаров

#### ОЧАГ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ С ПОЗИЦИЙ КИНЕТИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ПРОЧНОСТИ ТВЕРДЫХ ТЕЛ

Общеизвестна генетическая связь землетрясений с разломами земной коры. Суть этой связи состоит в том, что и разломы, и землетрясения являются следствием одного и того же процесса – разрушения горных пород под действием тектонических напряжений.

Новые данные метода отраженных волн (МОВ) о поведении разломов на различных глубинных уровнях земной коры [18] дают возможность обсудить существующую проблему формирования очагов тектонических землетрясений с физических позиций кинетической теории прочности твердых тел [5].

Существенным результатом глубинного изучения разломов сейсморазведкой МОВ явилось экспериментальное закрепление того факта, что земная кора по деформационным свойствам и условиям разрушения не является сплошной хрупкой средой, какой она обычно рассматривается в сейсмических моделях очагов землетрясений в соответствии с гипотезой упругой отдачи Рейда. Как показывают экспериментальные и теоретические работы [3, 8], нарастающее с глубиной литостатическое давление изменяет условия разрушения горных пород, что находит свое проявление в тектонической расслоенности коры на несколько этажей, различающихся прежде всего деформационными свойствами.

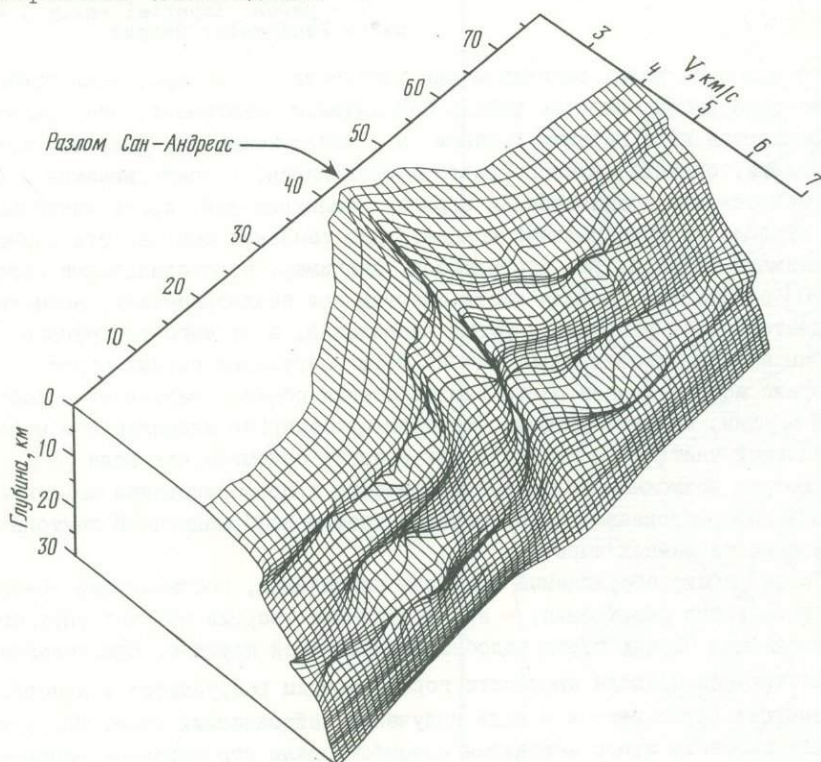
Тектоническое расслоение среды оказывает глубокое влияние на формирование слоисто-блоковой структуры коры, на ее структурно-вещественные преобразования. Геологическому изучению этих вопросов посвящены последние работы А.В.Пейве и его школы [14, 15]. В работах [10, 11] неоднократно высказывалась мысль о том, что к явлению тектонического расслаивания имеют, вероятно, отношение многочисленные субгоризонтальные поверхности, устанавливаемые внутри консолидированной коры геофизическими методами. Тектонический, структурный смысл поверхности Мохоровичича еще не ясен, отмечал А.В.Пейве на 21-й сессии Международного геологического конгресса, как не ясен он в тех случаях, когда путем глубинного геофизического профилирования устанавливаются протяженные, почти горизонтально лежащие поверхности, отмечающие какие-то структурные неоднородности внутри земной коры выше поверхности М. Не исключено, что эти новые факты и явления имеют прямое отношение к рассматриваемому вопросу. Но все это решится будущими исследованиями [11]. Действительно, последующие работы [9, 19] позволили конкретизировать смысл субгоризонтальных геофизических (и прежде всего сейсмических) границ выше поверхности Мохоровичича, установить их деформационную тектоническую природу, которая закреплена теперь и прямыми данными бурения сверхглубокой Кольской скважины [7].

Наиболее чувствительным инструментом в изучении тектонической расслоенности земной коры являются сейсмические методы, поскольку это прямые методы

изучения деформационных свойств среды. Исследования МОВ, широко внедряемые в последнее время в практику изучения консолидированной коры, позволяют непосредственно наблюдать особенности глубинной тектонической расчлененности в разрезе и ее взаимосвязь с разломами, хорошо изученными на дневной поверхности.

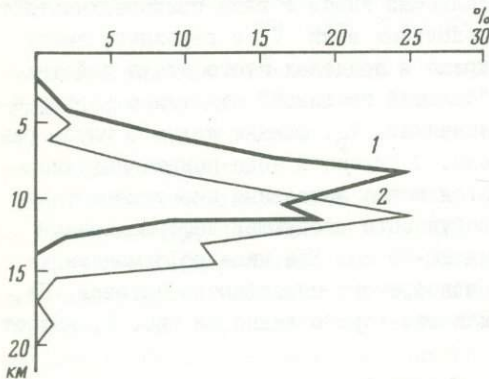
В качестве примера приведем результаты профильных работ МОВ, полученные в районе сейсмически активного разлома Сан-Андреас в Калифорнии [24], где 80 лет назад и родилась известная гипотеза упругой отдачи Рейда (рис. 1).

Собственно крупный этаж коры, выделяемый здесь в виде приповерхностного слоя с плавным нарастанием скорости продольных волн  $V_p$  с глубиной, имеет мощность около 8–10 км. Разлом Сан-Андреас в пределах этого этажа действительно может быть представлен единой "большой трещиной" отчетливо картируемой субвертикальной зоной пониженных значений  $V_p$ . Однако далее в глубь разреза разлом теряет очертания единой зоны. С глубиной зона пониженных значений скорости расширяется, в нее вливаются новые локальные низкоскоростные неоднородности, образующие в своей совокупности следующий деформационный этаж, ограниченный снизу уровнем глубин 20–25 км. Еще ниже деформационные (сейсмические) свойства разреза вновь приобретают спокойные очертания. По сейсмическим свойствам средний этаж, как это хорошо видно на рис. 1, является инверсионным (волноводным).



Р и с. 1. Блок-диаграмма, характеризующая расчленение коры по упругим (деформационным) свойствам в районе разлома Сан-Андреас по результатам сейсмических работ МОВ (по [24])

Тектоническая расслоенность земной коры находится в естественной взаимосвязи с распределением гипоцентров землетрясений, на что также неоднократно обращалось внимание [15]. Так, кривые распределения плотности очагов по глубине во многих сейсмоактивных районах дают устойчивое положение максимума плотности на глубине 8–10 км. В Калифорнии из-за более плотной сети станций наблюдения определение координат гипоцентров небольших землетрясений возможно с точностью  $\pm 2$  км. Обобщение данных по более 1000 землетрясений по двум активным участкам приведены на рис. 2 [23].



Р и с. 2. Гистограммы, характеризующие глубинное положение гипоцентров землетрясений по двум районам сейсмоактивной зоны разлома Сан-Андреас (по [23])

1 – район Imperial Valley ; 2 – район Peninsular Ranges

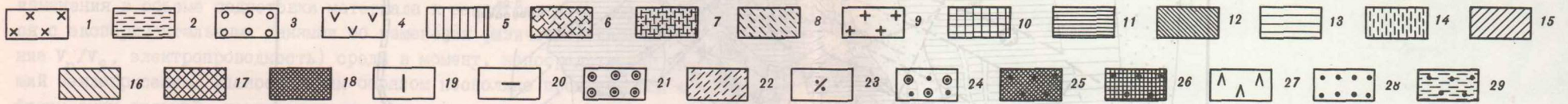
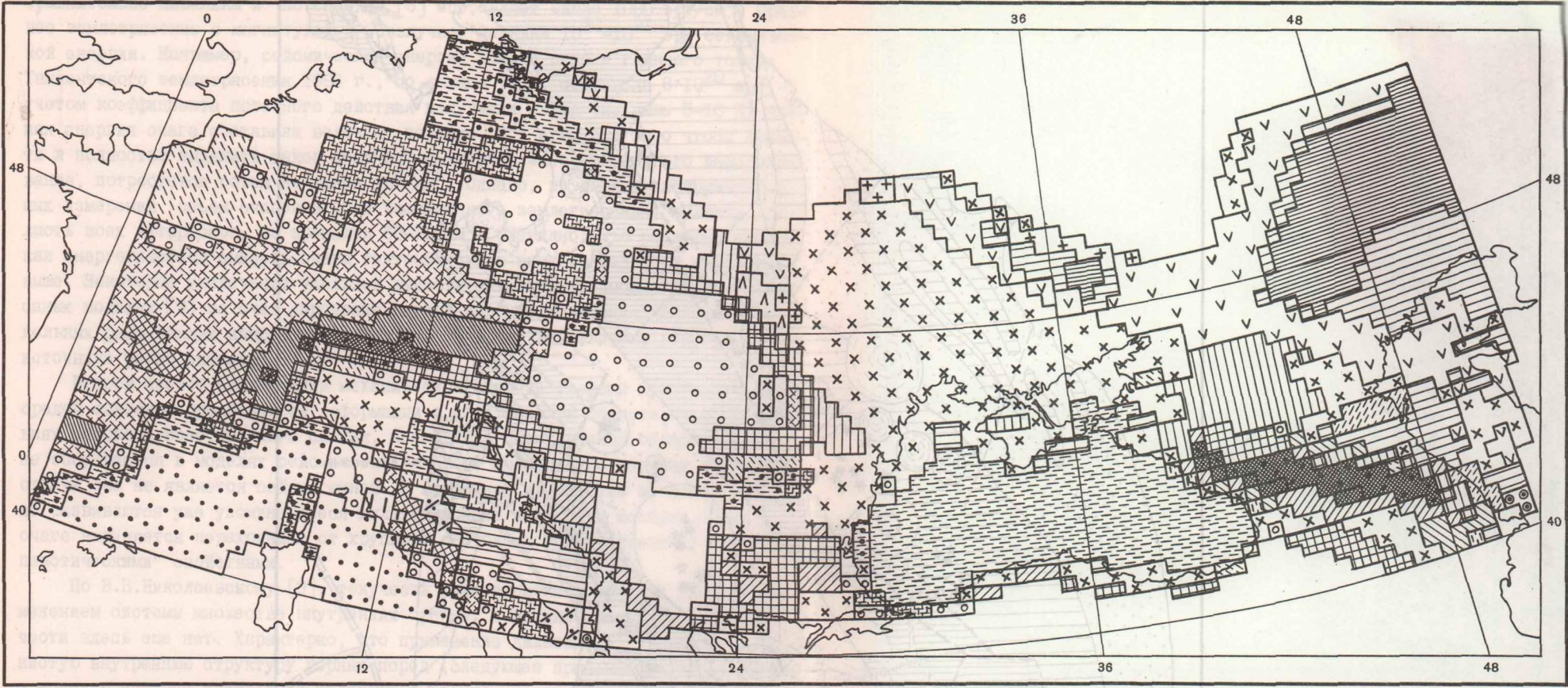
Сопоставление кривых распределения плотности гипоцентров землетрясений с тектонической расслоенностью района Сан-Андреас показывает, что землетрясения зарождаются не в верхнем хрупком, а в нижележащем инверсионном этапе. Иными словами, область хрупкого разломообразования, рассматриваемая в сейсмологии как область возникновения коровых землетрясений, пространственно отделена от области максимальной концентрации реальных очагов. Эти данные вновь поднимают вопросы, уже ставившиеся, например, новозеландскими сейсмологами [20] о том, что большая часть энергии при землетрясениях, возможно, высвобождается не от разрядки упругих напряжений, а от чего-то другого и что разломы на поверхности лишь одна из форм разрушения горных пород.

Действие источника или очага землетрясения обычно сравнивают с работой некоторой машины, аккумулирующей потенциальную энергию напряжений и мгновенно превращающей часть ее в кинетическую энергию сейсмических волн [6].

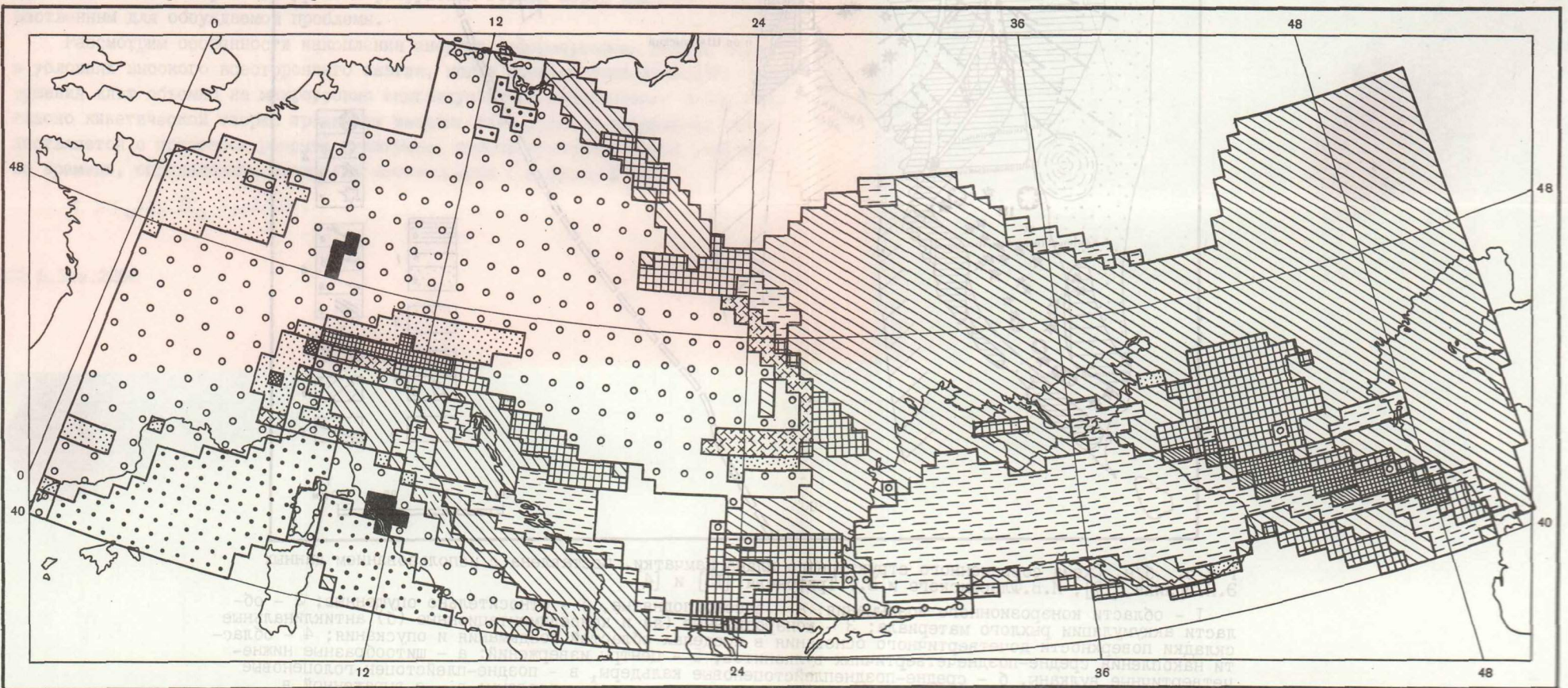
Рассмотрим возможные механизмы накопления и преобразования механической энергии при деформировании горных пород с учетом деформационной тектонической расслоенности земной коры.

Наиболее широко обсуждаемый механизм накопления, составляющий основу моделей предельного разрушения, – это накопление энергии за счет упругого сжатия–растяжения горных пород подобно механической пружине. Предполагается, что при достижении предела прочности горные породы разрушаются и накопленная упругая энергия сбрасывается в виде излучения сейсмических волн. Наглядность и кажущаяся простота этого механизма способствовали его широкому распространению и популярности.

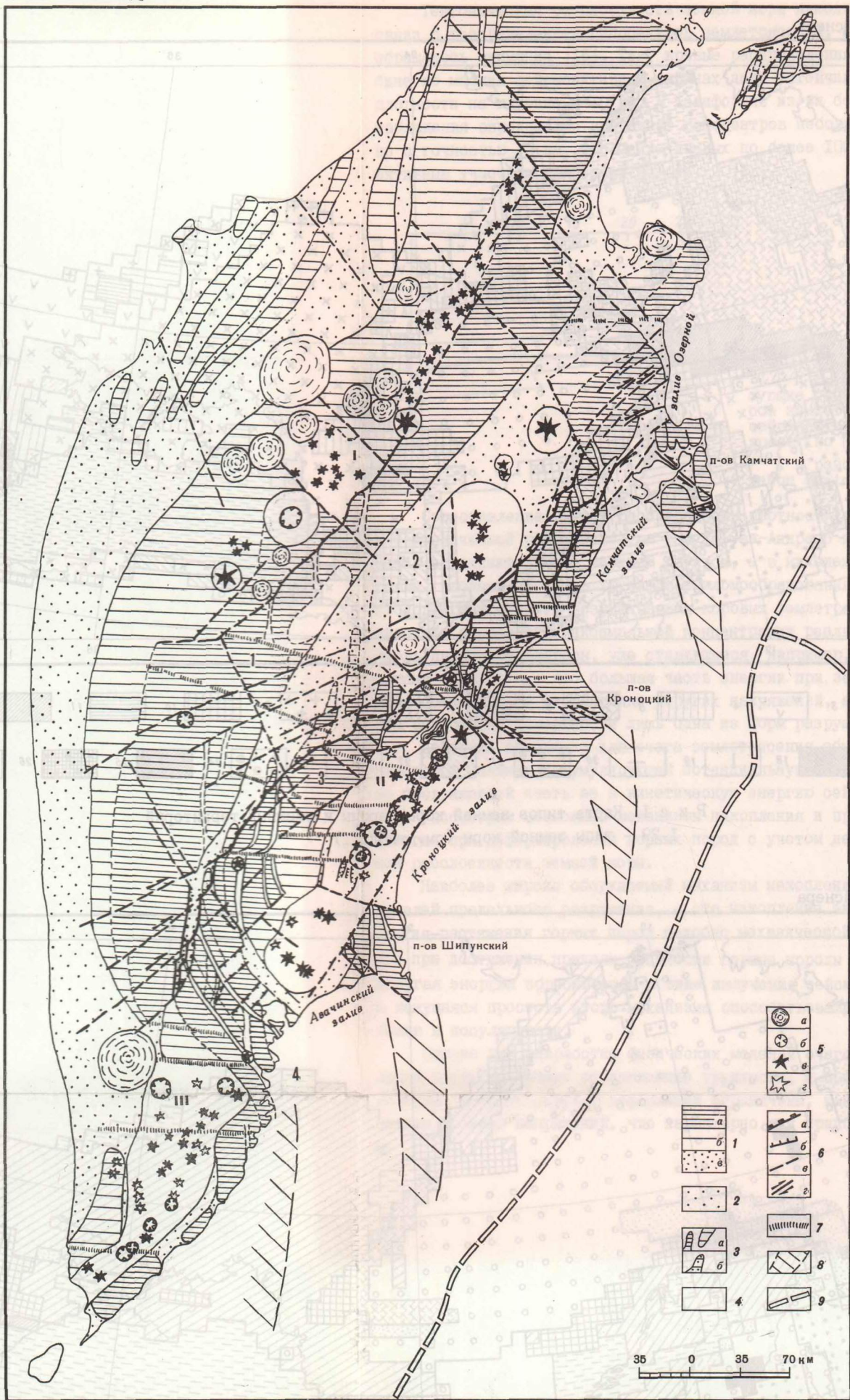
Однако при разработке физических моделей очагов тектонических землетрясений здесь возникают определенные трудности, и прежде всего с энергетических позиций. Область упругих деформаций ограничена, как известно, относительно низким уровнем напряжений, что характерно для приповерхностной части коры,



Р и с 1. Карта типов земной коры Европы и смежных территорий  
1-29 - типы земной коры (см. табл. I)



Р и с 3. Современные эндогенные режимы Европы и смежных территорий  
1 - 2 - стадии рифтового режима; 3 - 7 - стадии других деструктивных режимов; 8, 9 - стадии конструктивного орогенного режима; 10 - 13 - различные типы структур с платформенным режимом



Р и с. 6/н. Схема современного структурного плана Камчатки. Составлена с использованием данных Э.Н.Эрлиха [17], И.В.Флоренского и В.Г.Трифенова [15] и [4]

I - области конэрозивного воздымания: а - высоко поднятые, б - относительно опущенные; 2 - области аккумуляции рыхлого материала; 3 - конэрозивные (а) и конседиментационные (б) антиклинальные складки поверхности дочетвертичного основания в пределах областей воздымания и опускания; 4 - области накопления средне-позднечетвертичных вулканитов; 5 - центры извержений: а - цитообразные нижнечетвертичные вулканы, б - средне-позднеплейстоценовые кальдеры, в - поздне-плейстоцен-голоценовые стратовулканы, г - средне-гозднеплейстоценовые стратовулканы; 6 - разломы: а - с выраженной в рельефе сбросовой компонентой в сотни метров, б - в первые метры и десятки метров, в - с установленным характером смещений (выявленные при анализе рельефа), со сдвиговой компонентой перемещений; 7 - разломные зоны, плохо проявленные в рельефе (скрытые); 8 - подводные хребты; 9 - оси камчатского и алеутского желобов

Арабские цифры: I - поднятие Срединного хребта, 2 - Центральная Камчатская депрессия, 3 - зона Восточных хребтов Центральной Камчатки, 4 - Начикинская зона поперечных дислокаций

Римские цифры: I - зона вулканизма Срединного хребта, II - Восточно-Камчатский вулканический пояс, III - Южно-Камчатский вулканический пояс

поэтому удельная энергетическая емкость среды при данном способе аккумуляции сравнительно невелика и по оценкам [6] составляет около  $1000 \text{ эрг/см}^3$ . Среднее землетрясение с магнитудой 5-6 излучает порядка  $10^{20}$ - $10^{21}$  эрг сейсмической энергии. Например, сейсмическая энергия только одного главного толчка Ташкентского землетрясения 1966 г., по данным [16], составила  $8 \cdot 10^{20}$  эрг. С учетом коэффициента полезного действия излучения очага (не выше 5-10 %) полная энергия очага составила величину порядка  $10^{22}$  эрг. Для того чтобы запастись и полностью выделить такое количество энергии за счет упругого деформирования, потребуется объем не менее  $10^4 \text{ км}^3$ . Однако, по данным инструментальных измерений объем очаговой зоны Ташкентского землетрясения, включая область всех афтершоков, не превышал  $60$ - $70 \text{ км}^3$ . Очевидно, что реальная удельная энергетическая емкость очага тектонического землетрясения во много раз выше. Некоторое увеличение удельной емкости источника возможно в дилатансионных моделях [9] за счет упрочнения горных пород и повышения величины предельных разрушающих напряжений, однако в этом случае величина упругой отдачи источника резко снижается.

Второй способ аккумуляции механической энергии твердой кристаллической средой связан с процессом ее деформации в пластической области, т.е. в условиях высокого всестороннего сжатия. Собственно пластическая область обычно не обсуждается в моделях сейсмических очагов, поскольку с позиции упругой отдачи она не является сейсмогенной. В последнее время, тем не менее, активно развиваются уже упоминавшиеся дилатансионные модели, в которых среда в очаге наделяется переходными от хрупкого состояния к пластическому "псевдопластическими" свойствами.

По В.Н.Николаевскому [9], текучесть дилатансионной области вызвана изменением системы множества внутренних трещин, и истинно пластической текучести здесь еще нет. Характерно, что применение дилатансии, учитывающей зернистую внутреннюю структуру горных пород (следующее приближение по сравнению с моделью упругой однородной изотропной среды), позволило описать неупругие изменения в объеме подготовки материала к землетрясению, хорошо согласующиеся с экспериментальными данными об изменении физических параметров (отношение  $V_p/V_s$ , электропроводность) среды в момент, непосредственно предшествующий землетрясению. Удалось таким образом несколько продвинуться в понимании физических явлений, предшествующих землетрясению, хотя механизм аккумуляции и преобразования энергии в очаговой зоне и в дилатансионной модели остается по-прежнему недостаточно ясным. С переходом к условиям высокого всестороннего сжатия процесс разрушения среды требует учета ее строения на все более глубоком микроуровне. По-видимому, нет оснований считать, что следующий за дилатансионным минеральный уровень разрушения горных пород является несущественным для обсуждаемой проблемы.

Рассмотрим особенности накопления энергии деформирования горных пород в условиях высокого всестороннего сжатия, когда процесс тектонического разрушения идет объемно на микроуровне индивидуального минерального зерна. Согласно кинетической теории прочности твердых тел процесс разрушения отождествляется с процессом разрыва межатомных связей кристаллической решетки во времени, определяемом известным соотношением С.Н.Журкова [5]:

$$\tau = \tau_0 \exp(U_0 - \gamma\sigma)/kT,$$

где  $\tau$  - долговечность твердого тела под нагрузкой;  $\tau_0$  - период тепловых колебаний атомов;  $U_0$  - энергия активации межатомных связей;  $T$  - абсолютная температура;  $\sigma$  - растягивающее напряжение;  $K$  - постоянная Больцмана;  $\gamma$  - структурный коэффициент пропорциональности.

Разрушение в соответствии с [15] рассматривается как вероятностный термофлюктуационный процесс преодоления энергетического барьера  $U_0$ , удерживающего атомы кристаллической решетки твердого вещества в связанном состоянии. Важно подчеркнуть, что, согласно [4], преодолеть энергетический барьер можно не только нагревая вещество, но и механическим путем, подвергая его деформированию.

Если при разрушении в хрупкой области накопленная упругая часть энергии деформирования сбрасывается телом, то при разрушении в пластической области происходит обратный процесс - внутренняя энергия тела возрастает, так как увеличивается число свободных или ненасыщенных связей (возрастает энтропия) и вещество переходит в качественно новое активированное состояние. Это явление широко используется в современной химической технологии для активации реагентов, химических реакций и известно как механизм "высокое давление плюс сдвиг (ВД+ДС)" [12].

Специальные исследования [4], направленные на выяснение отдельного вклада высокого давления и сдвиговых напряжений в энергетику активации данным способом, показали, что около 80 % энергии подается в вещество при воздействии сдвиговых деформаций. Роль высокого давления сводится скорее к созданию необходимых условий зацепления в механизме передачи сдвиговых усилий на весь деформируемый объем вещества. При этом с увеличением высокого давления прочность (величина энергетического барьера  $U_0$ ) также возрастает. Это обстоятельство, по мнению авторов, приводит к тому, что процесс активации в условиях земной коры должен иметь зональное проявление. Энергетическая емкость вещества при его деформировании в условиях высокого сжатия определяется величиной  $U_0$  и составляет десятки-сотни килоджоулей/моль, что на 8-9 порядков выше емкости при накоплении энергии в упругой области. Значение энергии активации  $U_0$  для мрамора ( $\text{CaCO}_3$ ), например, приведенное в [13], имеет величину порядка 240 кДж/моль, что близко по величине к энергии сублимации или энергии полной деструкции кристаллической решетки.

В процессе деформирования в пластической области возможен, таким образом, перевод вещества в активное ионизированное состояние, что подобно накоплению своеобразного взрывчатого вещества, способного мгновенно выделить накопленную энергию при соответствующем изменении динамической обстановки.

Взрывные эффекты сдвигового разрушения минералов в условиях пластического течения широко известны еще с экспериментов Бриджмена [22]. Специальное экспериментальное описание подобных эффектов, названных "реологическим взрывом" (РВ), дано в работе М.А.Ярославского [21], где подчеркивается связь РВ со многими природными явлениями, в том числе и с землетрясениями. Экспериментальные измерения выделяемой энергии при РВ кусочка мела ( $\text{CaCO}_3$ ) массой  $2 \cdot 10^{-4}$  кг дают величину  $5 \cdot 10^2$  Дж, что составляет 250 кДж/моль. Эта величина практически совпадает со значением  $U_0$  для мрамора, по данным А.Н.Ставрогина, и свидетельствует в пользу механо-химического механизма реологического взрыва.

С позиций кинетической теории прочности машина преобразования потенциальной энергии деформирования в кинетическую энергию сейсмических волн может быть построена в соответствии со следующей технологической схемой.

Тектоническое сдвиговое воздействие на среду в определенных условиях сжатия.

Активация минерального вещества и его переход в ионизированное неустойчивое состояние в соответствии с механизмом ВД+ДС

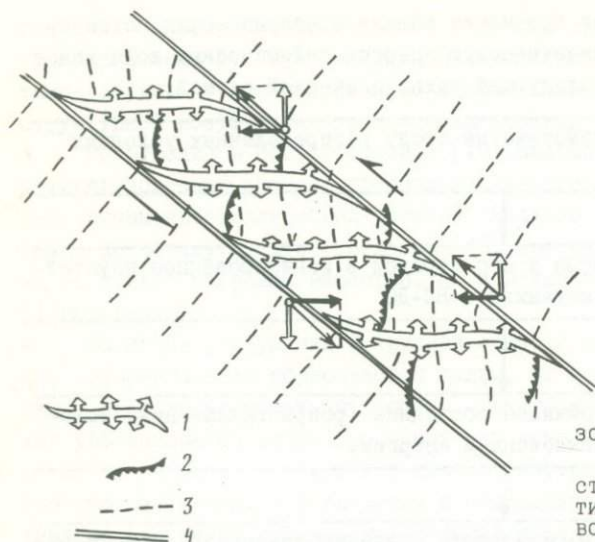
Возврат вещества в новое устойчивое состояние (рекристаллизация, новообразование минералов) с быстрым выделением энергии.

Излучение сейсмических волн в результате создания локальной области высокого давления (подобно источнику взрывного типа).

Одной из возможных и, по нашему мнению, наиболее распространенной геологической обстановкой, реализующей данную технологическую схему, являются тектонические сдвиговые зоны с пластической и хрупко-пластической (дилатансионной) деформацией вещества внутри зоны (рис. 3). Подробное описание таких структур с анализом распределения деформаций сжатия и растяжения внутри зоны и особенностей их минерального выполнения сделано как в нашей стране, так и за рубежом [2, 17, 26]. Не останавливаясь здесь на важнейшей роли сдвиговых зон как минеральных преобразователей вещества, подчеркнем, что в пределах этих зон формируются локальные блоки повышенной мобильности в условиях интенсивного сжатия. Причем уровень сжатия определяется в этом случае не только литостатическим давлением, но и давлением, развиваемым в процессе сдвигово-ротационного торошения локальных блоков.

Существование участков сжатия и локального растяжения в пределах единой деформационной зоны создает условия для разрушения и активации минерального вещества горных пород внутри зоны по схеме ВД+ДС. Распределение сейсмичности в сдвиговой зоне подчиняется в этом случае вполне определенной закономерности: основная часть очагов распределена не в сквозных швах, ограничивающих сдвиговую зону, а в структурах второго порядка внутри зоны. Последние ориентированы под некоторым углом или даже ортогонально к простиранию сквозных швов, формирующих сдвиговую зону в региональном плане. Наглядным примером может служить распределение сейсмичности внутри той же системы разломов Сан-Андреас в Южной Калифорнии [25].

Взрывной механизм выделения энергии в очаге тектонического землетрясения до сих пор отбрасывался, поскольку известны вполне определенные различия в пространственном распределении смещений первых вступлений сейсмических волн, наблюдаемых при землетрясениях и в случае больших промышленных взрывов (эффект формирования нодальных плоскостей). Рассматриваемая модель очага тектонического землетрясения в виде активированного объема минерального вещества горных пород внутри сдвиговой зоны объясняет эти различия. Дело в том, что взрыв в очаге землетрясения в отличие от промышленного взрыва ге-



Р и с. 3. Кинематика сдвиговой зоны (по [2])

1 - структуры растяжения; 2 - структуры сжатия; 3 - линии прослаивания пород; 4 - границы сдвиговой зоны

нетически связан с существованием сдвиговых напряжений в среде, окружающей очаг. Очевидно, что регистрируемое на дневной поверхности поле упругих смещений при землетрясении есть результат линейного сложения двух составляющих - поля источника типа центра расширения и внешнего поля напряжений сдвигового типа. В случае промышленных взрывов поле напряжений сдвигового типа отсутствует.

В заключение отметим, что рассматриваемая технологическая схема активации минерального вещества горных пород с последующим выделением энергии в очаге тектонического землетрясения принципиально допускает поиск путей и способов регулирования скорости накопления и объема критической массы образующегося взрывчатого вещества в будущем очаге подобно регулированию цепных реакций в современной химической технологии. Поиск таких путей особенно перспективен в тех сейсмоактивных районах, где формирование очагов происходит на вполне доступных глубинах 8-10 км.

#### Л и т е р а т у р а

1. Борисов Б.В., Рогожин Е. А. Геологические наблюдения в эпицентральной области Бурунского землетрясения 22 февраля 1984 г. // ДАН СССР. 1986. Т. 287, № 5. С. 1187-1190.
2. Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцов С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1986. 312 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).
3. Волярович М. П., Томашевская И. С., Будников В. А. Механика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1979. 152 с.
4. Жорин В. А., Ениколопан Н. С. Энергетические оценки химических процессов при пластическом течении под давлением на примере линейной конденсированной ароматики // ДАН СССР. 1985. Т. 286, № 3. С. 643-646.
5. Журков С. Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестн. АН СССР. 1968. № 3. С. 46-52.
6. К а с а х а р а К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.

7. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
8. Николаевский В. Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения // Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133-202.
9. Николаевский В. Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232 с.
10. Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры // Докл. сов. геологов на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 18. Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 65-71.
11. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8-24.
12. Побожий К. Давление плюс сдвиг // Наука и жизнь. 1982. № 8. С. 17-22.
13. Ставрогин А. Н., Семенова Е. К., Авсентьева В. Ф. и др. Каталог механических свойств горных пород при широкой вариации видов напряженного состояния и скорости деформирования. Л., 1976. 312 с.
14. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
15. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 359).
16. Уломов В. И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 214 с.
17. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
18. Шаров В. И., Гречишников Г. А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // ДАН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 412-416.
19. Шаров В. И. Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. 1984. № 1. С. 112-120.
20. Эйби Дж. А. Землетрясения. М.: Недра, 1982. 264 с.
21. Ярославский М. А. Реологический взрыв. М.: Наука, 1982. 192 с.
22. Bridgman P. W. Effects of high shearing stress combined with high hydrostatic pressure // Phys. Rev. 1935. Vol. 48, N 15. P. 825-847.
23. Doser D. J., Kanamori H. Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977-1983) and its relationship to heat flow, crustal structure and October 15, 1979 earthquake // J. Geophys. Res. B. 1986. Vol. 91, N 1. P. 675-688.
24. Feng R., McEvilly T. V. Interpretation of seismic reflection profiling data for the San Andreas fault zone // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1983. Vol. 73, N 6. P. 1701-1720.
25. Nicholson C., Seebe L., Williams P., Sykes L. R. Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California // Tectonics. 1986. Vol. 5, N 4. P. 629-648.
26. Simpson C. Displacement and strain patterns from naturally occurring shear zone terminations // J. Struct. Geol. 1983. Vol. 5, N 5. P. 497-506.

УДК 550.34.01:550.348.436

А.К.Певнев

#### ДЕФОРМАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА СИЛЬНОГО КОРОВОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В настоящее время можно считать достаточно общепризнанным, что тектоническое коровое землетрясение - это быстрое (сейсмическое) разрушение (смещение по разлому) горных пород под действием упругих деформаций, накопленных этими породами. Однако нет единства взглядов на то, как и в каких объемах горных пород накапливаются сейсмогенные упругие напряжения, порождающие то

© А.К. Певнев, 1990.

или иное конкретное землетрясение. Имеется две альтернативных концепции. Первой концепцией является теория упругой отдачи, предложенная Рейдом в начале нашего века [18, 19]. Согласно этой концепции упругие напряжения, порождающие тектонические землетрясения, накапливаются из-за медленных относительных смещений соседних частей земной коры. Основываясь на результатах повторных геодезических измерений, выполненных в зоне Калифорнийского землетрясения 1906 г., Рейд пришел к выводу, что указанные упругие напряжения накапливаются в узкой зоне, распространяющейся не более чем на 10 км в обе стороны от будущего разрыва. Таким образом, Рейд полагал, что относительные смещения соседних частей земной коры порождают локальные поля сдвиговых упругих деформаций, быстро затухающих с удалением от места их зарождения.

Имеющиеся на сегодняшний день данные повторных геодезических измерений в эпицентральных зонах сильных землетрясений [6, 11, 16, 18, 19] говорят о том, что указанные изменения полей упругих напряжений происходят на расстояниях не более 10-30 км в обе стороны от аномального участка разлома и что эти изменения полей являются закономерными, отражающими по существу упругий изгиб пород сейсмогенного слоя земной коры. Теоретические соображения и отмеченные экспериментальные данные свидетельствуют в пользу экспоненциального характера распределения упругих сейсмогенных напряжений в рассматриваемых локальных полях [8, 9].

Отмеченное закономерное изменение поля накапливаемых упругих напряжений и сравнительно небольшие его размеры (его локальность) позволяют говорить о принципиальной возможности детерминированного прогноза мест подготовки землетрясений в том случае, если иметь способ (или способы) выявления объемов земной коры, в которых накапливаются сейсмогенные деформации. В этой статье показано, что для однозначного выделения объемов, накапливающих упругие сейсмогенные деформации, пригоден лишь один метод - геодезический, так как лишь он позволяет измерять упругие искривления земной поверхности на базах в 20-50 км. Следует отметить, что Рейд [19] еще в начале века указал на возможность использования геодезического метода для обнаружения мест подготовки землетрясений.

Во второй концепции сделана попытка опровергнуть изложенные положения теории упругой отдачи [7, 12, 17] и доказать, что сильные коровые землетрясения порождаются не локальными неоднородными (но закономерно изменяющимися) полями сдвиговых упругих напряжений, а региональными однородными полями таких напряжений. Предполагается, что указанные региональные однородные поля возникают благодаря каким-то сдвиговым усилиям, приложенным к двум сторонам того или иного региона. Эти сдвиговые напряжения упруго и однородно деформируют регион до предела прочности горных пород. Затем там где тонко, т.е. в местах где прочностные характеристики пород в силу тех или иных причин ослаблены, происходит разрыв (землетрясение), снимающий накопленные упругие напряжения в том или ином локальном (по отношению к региональному полю) объеме горных пород.

В этой концепции полагается, что экспоненциальное искривление горных пород сейсмогенного слоя, выявляемое по геодезическим данным, полученным в эпицентральной зоне до и после сильных землетрясений, не является результатом длительного действия поля неоднородных локальных напряжений, а возникает вдруг при землетрясении и представляет собой локальное искажение однородного регионального поля сдвиговых упругих деформаций [6, 12, 17].

Рассматриваемая концепция исключает детерминированный прогноз места подготовки сильных коровых землетрясений: последние равновероятны в пределах всего регионального однороднонапряженного поля.

Детальное сопоставление указанных концепций не является целью предлагаемой статьи. Здесь мы приведем лишь одно из наиболее простых соображений, опровергающих, по нашему мнению, основной постулат второй концепции, а, следовательно, и саму концепцию.

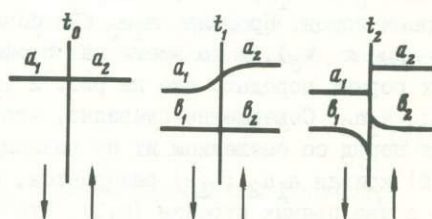
Предположение о том, что сдвиговые упругие деформации, породившие то или иное землетрясение, являются лишь частью регионального однородного поля таких деформаций, не выдерживает критики. Если бы такое поле имело место в действительности, то повторные геодезические измерения, проведенные после землетрясения, должны были бы выявить следующую картину деформаций: экспоненциальное искривление горных пород вблизи разрыва должно было бы смениться однородной сдвиговой деформацией линейно нарастающей в обе стороны разрыва. Причем выявление такого регионального поля не составило бы для геодезии никакой проблемы в силу того, что суммарные изменения углов в таком поле должны были бы измеряться очень большими величинами (до угловой минуты). Однако многочисленные повторные геодезические измерения ничего подобного не обнаруживают.

Итак, мы отдаем предпочтение первой концепции и теперь приступим к рассмотрению вытекающих из нее некоторых теоретических и практических аспектов геодезического детерминированного прогноза мест подготовки сильных коровых землетрясений.

В теории упругой отдачи Рейда [18] совершенно правильно угадан характер процесса упругого деформирования пород в очаге землетрясения, а также их форма после снятия упругих деформаций в результате землетрясения: полное восстановление исходной формы пород, но со смещением их по разлому (рис. I).

Р и с. I. Схема механизма упругой отдачи

$t_0$  - положение ненапряженных горных пород (прямая  $a_1 a_2$ ) в момент  $t_0$  - начало накопления упругих деформаций;  $t_1$  - упругое деформирование горных пород (кривая  $a_1 a_2$ ) за временной интервал  $\Delta t$  ( $t_1 - t_0$ ) и момент построения прямолинейного геодезического профиля (прямая  $b_1 b_2$ );  $t_2$  - положение горных пород и геодезического профиля после снятия упругих напряжений (землетрясение). Стрелки показывают направления смещений блоков вдоль разлома (вертикальные линии)

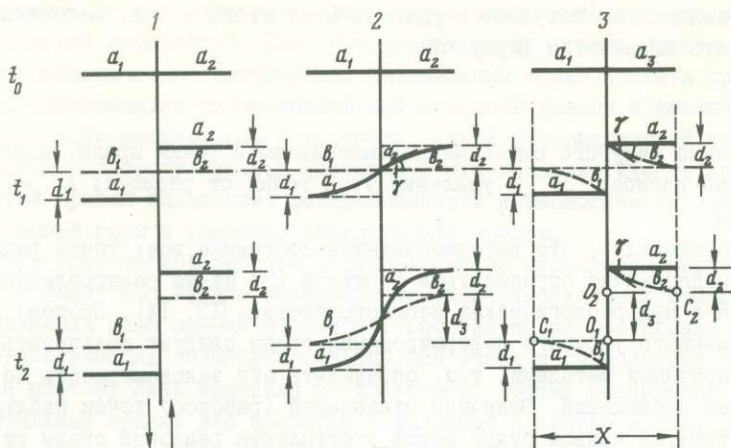


Однако, если о смещениях, порождаемых землетрясением, судить не по истинным деформациям и смещениям горных пород, а по данным повторных геодезических измерений, то вышеуказанной картины смещений может и не быть. Если исходные геодезические измерения провести на еще ненапряженных горных породах (см. рис. I, момент  $t_0$ ), то после снятия упругих деформаций (момент  $t_2$ ) смещения геодезических пунктов будут адекватны смещениям горных пород. Если же исходные измерения провести в интервале между моментами  $t_0$  и  $t_2$ , т.е. после начала накопления упругих деформаций, но до их снятия (землетрясения), то по-

вторные геодезические измерения, проведенные после землетрясения, выявят картину смещений геодезических пунктов, отличающуюся от вышеописанной. Схема таких смещений показана линиями  $b_1 b_2$  на рис. 1. Превращение прямолинейного геодезического профиля в два искривленных отрезка обусловлено тем, что он был построен на уже напряженных горных породах и после землетрясения испытал естественное искривление после их (пород) распрямления. Как будет показано ниже, в этих искривлениях геодезических профилей, происходящих при землетрясении, зашифрована информация об истории подготовки землетрясения и о размерах зоны, в которой накапливались упругие деформации. Кроме того, искривления геодезических профилей, обусловленные накоплением горными породами изгибных упругих деформаций, могут использоваться для обнаружения мест подготовки коровых землетрясений.

Обратимся к рис. 2, на котором показаны три участка (1,2,3) тектонически активного разлома. Линии  $a_1 a_2$  и  $b_1 b_2$  - геодезические профили, представляющие собой прямые линии в момент выполнения на них исходных геодезических измерений соответственно в моменты  $t_0$  и  $t_1$ .  $X$  - ширина зоны накопления упругих деформаций (очаговой зоны). Скорость взаимных смещений литосферных блоков за пределами очаговой зоны постоянна и одинакова на всех трех участках. На участке 1 происходит взаимное смещение блоков по разлому без накопления упругих деформаций (крип). На участке 2 движения по разлому прекратились сразу после момента  $t_0$  и началось накопление упругих деформаций. На участке 3 показано положение геодезических профилей при полном сбросе в моменты  $t_1$  и  $t_2$  упругих деформаций, накопленных с момента  $t_0$ .

Как можно видеть из позиций  $t_{13}$  и  $t_{23}$ , картина смещений и деформаций в очаге после снятия упругих напряжений представляется довольно парадоксальной: прямая  $b_1 b_2$  и кривая  $a_1 a_2$  позиции  $t_{12}$ , претерпев разрыв, обменялись формами: кривая превратилась в два прямолинейных отрезка, а прямая - в две кривые. Но это парадоксально лишь на первый взгляд: кажущаяся необычность деформаций рассматриваемых линий обусловлена тем, что геодезические профили  $a_1 a_2$  и  $b_1 b_2$  представляли собой прямые линии не только в разные моменты времени ( $t_0$  и  $t_1$ ), но и, что самое главное, при разных исходных состояниях горных пород. Профиль  $a_1 a_2$  был создан на еще не напряженных горных породах (в момент  $t_0$ ), в то время как профиль  $b_1 b_2$  - в момент  $t_1$  на уже напряженных горных породах, что на рис. 2 (позиция  $t_{12}$ ) показано искривлением профиля  $a_1 a_2$ . Совершенно очевидно, что в результате землетрясения (разрыв горных пород со смещением их по разлому и снятием накопленных упругих деформаций) кривая  $a_1 a_2$  ( $t_{12}$ ) разорвется, обе ее половинки распрямятся и превратятся в два прямых отрезка ( $t_{13}$ ). Что же касается прямой  $b_1 b_2$  ( $t_{12}$ ), то испытав разрыв при землетрясении, обе ее половины окажутся изогнутыми из-за того, что прямая  $b_1 b_2$  (геодезический профиль) была создана на предварительно напряженном основании. По рис. 2 нетрудно догадаться, что кривые  $b_1$  и  $b_2$  (позиция  $t_{13}$ ) являются зеркальным отображением кривой  $a_1 a_2$  (позиция  $t_{12}$ ) и, следовательно, содержит ту же информацию, что и кривая  $a_1 a_2$  в момент  $t_1$ . А так как кривая  $a_1 a_2$  в момент  $t_1$  является ничем иным, как полной суммой сдвиговых упругих деформаций, накопленных горными породами к этому моменту, то отсюда ясно, что в кривых  $b_1$  и  $b_2$ , полученных по геодезическим данным, зафиксированно напряженное состояние горных пород: они "помнят" действительную картину поля накопленных упругих деформаций с момента  $t_0$  до момента  $t_1$ .



Р и с. 2. Модели смещений и деформаций земной коры в сейсмогенной зоне

Сравнение позиций  $t_{13}$  и  $t_{23}$  (см. рис. 2) показывает, что форма кривых  $b_1$  и  $b_2$  не зависит от длительности промежутка ( $t_2 - t_1$ ), т.е. она постоянна во времени и, следовательно, может быть определена из повторных геодезических измерений, выполненных как непосредственно после землетрясения, так и через значительный промежуток времени.

Из сравнения двух геодезических измерений, первое из которых выполнено в очаговой зоне в промежутке между  $t_0$  и  $t_2$ , а второе - после момента  $t_2$  (землетрясения), можно получить следующую информацию:

1) сумму накопленных к моменту  $t_1$  упругих деформаций ( $d_1 + d_2$ ) и общую сумму накопленных деформаций ( $d_1 + d_2 + d_3$ ), где  $d_1$  - деформация, накопленная между  $t_0$  и  $t_1$  левым блоком,  $d_2$  - то же самое для правого блока,  $d_3$  - деформация, накопленная между  $t_1$  и  $t_2$ ;

2) ширину зоны подготовки  $X$  ( $C_1 O_1 + O_2 C_2$ ) - горизонтальный размер очага в перпендикулярном разлому направлении;  $C_1$  и  $C_2$  - асимптотические точки кривых;

3) скорость накопления упругих деформаций  $\gamma$ , а следовательно, и время подготовки землетрясения  $T_{II}$ :

$$\gamma = d_3 / \Delta t, \quad (I)$$

где  $\Delta t = t_2 - t_1$  интервал времени между геодезическими измерениями,

$$T = (d_1 + d_2 + d_3) / \gamma, \quad (2)$$

4) предельную накопленную изгибную деформацию  $\gamma$ , которую выдерживают породы;

5) закон, по которому накапливаются упругие деформации в обоих бортах блоков, а также степень неоднородности строения верхов земной коры, т.е. степень отступления реальной среды от модели. Для установления этого закона следует воспользоваться принципом Сен-Венана [1], согласно которому упругие напряжения, а следовательно, и порождаемые ими упругие деформации, имеют максимальные значения непосредственно в месте приложения дополнительной на-

грузки и экспоненциально затухают с удалением от этого места. Математически такая зависимость выражается формулой:

$$d = Ae^{\alpha x}, \quad (3)$$

где  $d$  — величина упругого смещения рассматриваемой точки среды, порождаемого деформацией изгиба;  $x$  — удаление этой точки от разлома;  $A$ ,  $\alpha$  — числовые параметры.

Совершенно очевидно, что деформированное состояние всех точек реальной среды не будет однозначно определяться формулой (3) из-за раздробленности среды и наличия в ней реологических неоднородностей, [I3, I4]. Поэтому для выявления закономерного упругого деформирования среды следует пользоваться статистико-вероятностными методами, т.е. определять эту закономерность по большому числу точек наблюдений. Величины отклонений (разброс) точек наблюдений от выявленной упругой кривой будут мерой отступления реальной среды от модели (упругое тело).

Говоря об искривлении геодезических профилей, необходимо отметить следующее. Не принимая во внимание упругие и прочностные характеристики горных пород, можно однозначно говорить о том, что величина искривления отрезков профиля целиком зависит от момента создания этого профиля и изменяется от нуля (при создании профиля в момент  $t_0$  или ранее этого момента) до максимальной величины накопленных упругих деформаций (при создании профиля непосредственно перед землетрясением).

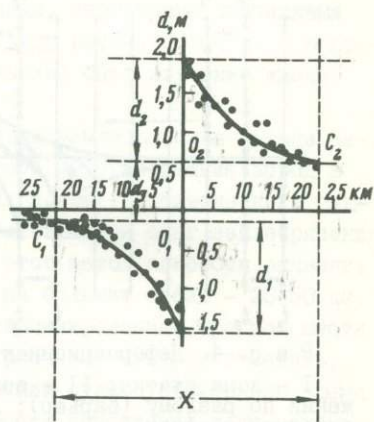
Если первые геодезические измерения на профиле будут выполнены до начала накопления упругих деформаций, а повторные проведены после землетрясения, то информативность геодезических данных будет весьма ограниченной: отсутствие искривления разорванных половинок геодезического профиля не позволит определить величины  $d_1$ ,  $d_2$  и  $d_3$  и поперечный размер (ширину) зоны подготовки — величину  $X$ . Собственно, по ним можно будет определить лишь величину подвижки при землетрясении (полную сумму накопленных упругих деформаций) да и то с известной долей неопределенности. Эта неопределенность связана с неопределимостью в этом случае момента  $t_0$ . В выявленных смещениях наряду со сброшенными упругими деформациями неизвестную долю могут составлять относительные несейсмические (крип) смещения блоков, которые имели место с момента создания геодезического профиля и до момента начала накопления упругих деформаций.

Если же первые геодезические измерения будут выполнены непосредственно перед землетрясением, а повторные сразу после него, то невозможно будет определить скорость накопления упругих деформаций (из-за отсутствия  $d_3$ ), а следовательно, и время подготовки землетрясения. Оптимальной можно считать ситуацию, когда по данным повторных геодезических измерений можно достаточно уверенно определить три исходные величины:  $d_1$ ,  $d_2$  и  $d_3$ . Этого можно добиться делая периодические повторные измерения на геодезических сетях перекрывающих сейсмогенные зоны [4, 5]. Забегая несколько вперед отметим, что если говорить о землетрясениях с  $M \gg 7$ , то достаточна периодичность повторных измерений в несколько десятков лет (30–50 лет).

Из вышеизложенного следует, что геодезический метод можно с успехом использовать для выделения объемов горных пород, в которых идет накопление изгибных упругих деформаций. В рассматриваемой модели геодезическим прогнозным признаком мест подготовки сильных коровых землетрясений является деформаци-

онная кривая, характеризующая закономерное накопление горными породами изгибных упругих деформаций. Для обнаружения таких кривых нужно создавать специальные геодезические построения. Оптимальным можно считать прямолинейный профиль, ортогонально пересекающий сейсмогенный разлом и имеющий длину несколько большую ширины зоны подготовки. Такой деформационный профиль должен иметь большую густоту пунктов (десятки), что позволит учесть искажение формы упругой кривой вследствие раздробленности и реологических неоднородностей верхов земной коры и уверенно выделять эту кривую.

Отсутствие четкой рабочей модели процесса накопления упругих деформаций привело к тому, что научно обоснованных экспериментальных исследований для их обнаружения пока еще не ставилось. Геодезические построения на существующих прогностических полигонах созданы без учета перечисленных выше особенностей и поэтому лишь частично соответствуют своему назначению. Однако экспериментальные данные для проверки излагаемой в статье модели деформаций горных пород и геодезических сетей все же имеются. Речь идет о сильных землетрясениях, происшедших в местах, имевших до землетрясения густые геодезические сети, что и позволило по данным повторных измерений, выполненных после землетрясения, выявить экспоненциальное искривление геодезических сетей [6, 16, 18]. Имеется более десятка таких примеров. Мы остановимся на самом представительном по количеству точек наблюдений землетрясении в Танго (Япония), схематически представленном на рис. 3. Бросается в глаза поразительное подобие картин смещений и деформаций на рис. 3 и 2 (позиция  $t_2$ ), что указывает на соответствие выбранной модели механики очага землетрясения реальному тектоносейсмическому процессу.



Р и с. 3. График смещений и деформаций земной коры в очаговой зоне землетрясения в Танго (Япония) 7 мая 1927 г.

$M = 7,5$ ; исходная триангуляция ( $t_1$ ) - 1886 г., повторная ( $t_2$ ) - 1927 г. Ось абсцисс - разлом Гомура;  $d_1 = d_2 = 1,3$  м;  $O_1 C_1 = O_2 C_2 = 22$  км

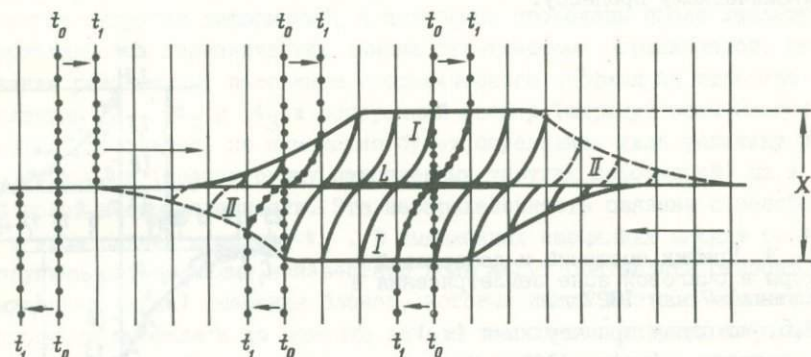
Расшифруем рис. 3 с рассмотренных нами позиций. Это дает следующие сведения о землетрясении. К 1886 г. ( $t_1$ ) в очаге было накоплено 2,6 м упругих смещений ( $d_1 + d_2$ ); с 1886 ( $t_1$ ) по 1927 г. ( $t_2$ ) - 0,8 м ( $d_3$ ), общая сумма накопленных смещений - 3,4 м ( $d_1 + d_2 + d_3$ ); ширина зоны подготовки  $X$  около 44 км ( $O_1 C_1 + C_2 O_2$ ); скорость накопления деформаций  $\gamma$  примерно 2 см/год (0,8 м/41 г.); время подготовки  $T_{II}$  около 170 лет (3,4 м/2 см в год), т.е. деформации накапливались примерно с 1750 г. ( $t_0$ ). Предельная сдвиговая деформация лежит между  $10^{-3}$ - $10^{-4}$ . Упругие деформации накапливались по следующему закону:  $d = 1,5 e^{-0,14x}$ . Влияние неоднородности среды, оцененное по

разбросу наблюдаемых точек, составило около  $\pm 8$  см (среднеквадратичное отклонение).

Теоретические соображения и экспериментальные данные говорят о том, что геодезическими исследованиями могут быть выявлены весьма интересные данные по механике очага землетрясения и его истории. Но это еще не все – открываются реальные перспективы для научно обоснованного использования геодезического метода в проблеме прогноза землетрясений: в первую очередь для точного и однозначного прогнозирования мест подготовки сильных землетрясений.

Практическая реализация такого прогноза в настоящее время вполне осуществима, так как для этого имеются все необходимые компоненты. Во-первых, известны места возникновения сильных коровых землетрясений – сейсмогенные зоны [4, 5]; во-вторых, так как земная поверхность является поверхностью сейсмогенного слоя земной коры (верхний слой земной коры мощностью 10–25 км) [2, 4], то есть все основания считать, что упругие деформации этого слоя в равной мере отражаются и в деформациях земной поверхности [15]; в-третьих, теперь нам известен прогнозный признак накопления упругой энергии – упругое искривление горных пород в очаговой зоне, которое может быть измерено существующими геодезическими методами. Практически возможно измерение накапливаемых упругих деформаций, начиная с  $M \geq 5$ . Для  $M=5$  величина деформаций измеряется несколькими сантиметрами ( $D$  в таблице), что на базе в несколько километров может быть выделено.

Рациональной прогнозной геодезической системой можно считать систему в виде прямолинейных профилей, пересекающих вкрест сейсмогенную зону (рис. 4).



Р и с. 4. Деформационная модель очага землетрясения

I – зона сжатия; II – зона растяжения; L – участок прекращения движений по разлому (барьер); X – ширина очага; линии с точками – геодезические профили

Частота расположения и длины профилей определяются силой прогнозируемых землетрясений. Их можно рассчитать по таблице, составленной в основном по данным Ю.В.Ризниченко [10]:

M	L, км	D, см	I/2 X, км
5	8,3	3,5	5 – 10
6	23	20	10 – 20
7	62	120	20 – 30
8	170	660	
9	470	3800	

Примечание. М – магнитуда; L – длина очага; D – величина подвижки при землетрясении, которую в нашем случае следует рассматривать в качестве меры накопления упругих сейсмогенных деформаций; X – ширина очага, определяемая по формуле 3.

Для обнаружения деформационных предвестников подготовки землетрясений с  $M=5$ , длина очага которого около 8 км, геодезические профили следует располагать через 3–5 км, для  $M=6$  – через 8–10 км и для  $M=7$  – через 25–30 км. Отличительной особенностью прогнозных профилей должна быть большая густота пунктов (десятки). При обнаружении на одном или нескольких профилях накопления сейсмогенных деформаций необходимо создать дополнительные профили для того, чтобы определить размеры зреющего очага (длину и ширину), т.е. решить вопрос прогноза максимально возможной силы будущего землетрясения.

Для правильного определения необходимой частоты опроса профилей необходимо знание тектонической скорости  $V_{\text{тек}}$  движений блоков в рассматриваемом разломе. В этом случае по величине D (из таблицы) можно сообразить время подготовки землетрясения той или иной магнитуды:  $T_{\text{п}} = D / V_{\text{тек}}$ . Так, если  $V_{\text{тек}} = 1$  см/год, то на подготовку землетрясения с  $M=5$  потребуются 3–4 года и, следовательно, повторные измерения на профилях нужно выполнять через 1–2 года.

X X  
X

В заключение коротко о трех сакраментальных вопросах проблемы прогноза землетрясений: где?, какой силы?, когда?

Сильные коровые тектонические землетрясения порождаются деформационными процессами. Эти процессы являются непосредственными, первичными признаками подготовки землетрясения, поэтому, если иметь в виду научно обоснованную программу прогноза, первоосновой в этой программе должно быть изучение именно деформационных процессов.

Можно полагать, что на первом этапе подготовки землетрясения (этапе аккумуляции сейсмогенной энергии), когда закономерное деформирование пород в очаге еще не порождает ощутимых аномалий в других полях (геофизических, гидрологическом, геохимическом и др.), обнаружить готовящийся очаг землетрясения возможно лишь геодезическим методом, ибо только этот метод способен выявлять упругое деформирование пород сейсмогенного слоя на больших базах – 20–50 км. Именно так следует осуществлять долгосрочный детерминированный прогноз места и максимально возможной силы готовящегося землетрясения. Следует отметить, что если с помощью повторных геодезических измерений будет установлено время начала накопления упругих деформаций, то по скорости накопления и по величине уже накопленных сейсмогенных деформаций можно сделать предварительный прогноз времени землетрясения. Такой предварительный долгосрочный прогноз необходим для своевременной подготовки к грядущему событию.

Если для осуществления указанных долгосрочных прогнозов достаточен один метод, то среднесрочный и краткосрочный прогнозы строить на использовании одного метода на современном уровне знаний нельзя. Этот вывод следует из того факта, что в реальной неоднородной, раздробленной среде верхов земной коры возможно проявление пространственно-временной нестабильности, нерегулярности поведения тех или иных предвестников (и это имеет место в действительности) и по этой причине возможны пропуски действительных предвестников и появление

лжепредвестников. Причиной пропуска предвестников может быть недостаточное количество пунктов наблюдений или их неудачное расположение. Таким образом, точный прогноз времени требует широкого комплекса исследований по выделению предвестников в различных геофизических полях. Можно полагать, что в результате таких исследований будут выделены наиболее информативные и стабильные (главные) предвестники, обеспечивающие детерминированный прогноз времени землетрясения.

Совершенно очевидно, что организация широкого комплекса исследований на значительных площадях сейсмоопасных регионов и на неопределенное время практически не осуществима. Да в этом и нет никакой необходимости, так как оптимальной прогнозной схемой является следующая. В начале с помощью геодезической прогнозной системы осуществляется детерминированный прогноз места землетрясения, его максимально возможной силы и долгосрочный прогноз времени катаклизма — это вполне реально и стоит не очень дорого. После того как будут выделены зрящие очаги землетрясений, на них и в их окрестностях следует организовывать систему комплексных наблюдений, нацеленную на точный прогноз времени землетрясения. Точное знание места и размеров зрящего очага позволит своевременно создать хорошо продуманную, взаимосогласованную по методам и целесообразно размещенную систему комплексных наблюдений.

Можно полагать, что именно таким должен быть путь к прогнозу землетрясений.

#### Л и т е р а т у р а

1. Безухов Н. И., Лужин О. В. Приложение методов теории упругости и пластичности к решению инженерных задач. М.: Высш. шк., 1974. 200 с.
2. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 375 с.
3. Гохберг М. Б., Гуфельд И. Л., Добровольский И. П. Процессы консолидации и разрушения геологически текстурованной среды // Электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1982. С. 55-65.
4. Губин И. Е. О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами // Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976. С. 6-25.
5. Губин И. Е. Закон сейсмотектоники и его значения // ДАН СССР. 1982. Т. 265, № 5. С. 1216-1220.
6. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
7. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 175 с.
8. Магницкий В. А. Внутреннее строение Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.
9. Певнев А. К. Прогноз землетрясений — геодезические аспекты проблемы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 12. С. 88-98.
10. Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.
11. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 400 с.
12. Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
13. Садовский М. А. Естественная кусковатость горной породы // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829-831.
14. Сейсмический мониторинг земной коры. М.: ИФЗ АН СССР, 1986. 290 с.
15. Уломов В. И. Деформации горных пород в области очага Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 года // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 9. С. 22-30.

16. Chinnery M. A. The deformation of the ground around surface faults // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1961. Vol. 51, N 3. P. 355-372.
17. Knopoff L. Energy release in earthquakes // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1958. Vol. 1, N 1. P. 44-52.
18. Reid H. F. The elastic-rebound theory of earthquakes // Bull. Dep. Geol. Univ. Cal. Publ. 1911. Vol. 6, N 19. P. 413-444.
19. Reid H. F. The mechanism of the earthquake. The California earthquake of April 18, 1906. Report of the State Investigation Commission 2/1921. Washington: Carnegie Inst., 1910. P. 16-44.

УДК 551.242+550.348.436(235.214)

О.В.Соболева

### ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ (на примере Гиссарской долины и ее горного обрамления, Таджикистан)

Активная сейсмическая деятельность является по существу одним из немногих непосредственных проявлений характера тектонической жизни Земли. Сложность познания процессов, происходящих в ее недрах, связана с невозможностью прямых измерений, поэтому изучение динамических особенностей каждого сильного землетрясения и совокупностей очагов, объединенных пространственными или временными границами, очень важно.

Наиболее сильные землетрясения в большинстве случаев приурочены к зонам глубинных геологических разломов большого протяжения. Связать же умеренные и тем более слабые землетрясения с каким-либо конкретным нарушением весьма сложно, так как сейсмоактивные области пересечены многочисленными, хаотически ориентированными разрывами и, кроме того, точность определения координат очагов землетрясений часто оказывается для этого недостаточной. В этом случае сейсмический процесс лучше описывать как следствие не скольжения по разрывам, а деформации горных пород при разноориентированных подвижках в очагах землетрясений. Для ее характеристики Ю.В.Ризниченко [13, 15] предложил модель сейсмического течения горных масс и разработал формальный аппарат для расчета скорости деформаций.

Физическое обоснование этой модели с позиций механики сплошной среды было дано Б.В.Костровым [17]. Им определены условия, при которых возможен переход от деформаций в точке к средней деформации квазигомогенного объема, иными словами, показана возможность использования тензора деформаций. Отмечено, что само понятие "сплошная среда" зависит от масштаба и детальности исследования, а средняя деформация - от объема осреднения. В этой же работе показано, что наиболее адекватной характеристикой вклада землетрясений в деформацию за счет сейсмического течения горных масс является тензор сейсмического момента. Такие деформации получили название сеймотектонических.

В последнее десятилетие появилось довольно много работ по исследованию сеймотектонических деформаций (СТД) [9, 16, 20, 21, 23]. В этих и некоторых других работах проведено районирование сейсмоактивных территорий по типу деформаций, определены соответствия между СТД и геотектоническими характеристиками районов, показано, что характер деформаций обусловлен по крайней мере двумя разномасштабными факторами: региональными условиями - направлением

действия тектонических сил, и локальными – системой разрывных нарушений, физико-механическими свойствами горных пород, условиями их залегания и др. Однако многие вопросы еще остаются незатронутыми.

В настоящей работе рассматриваются сейсотектонические деформации земной коры одного из высокосейсмичных районов Средней Азии – Гиссарской долины и ее горного обрамления – на разномасштабных уровнях с использованием землетрясений различной силы. Кроме того, проведена оценка устойчивости отдельных параметров СТД в пространстве и времени, исследован характер СТД на различных глубинах в пределах земной коры.

Общие положения. Отметим некоторые теоретические представления о кинематике очагов землетрясений, положенные в основу понятия о сейсотектонических деформациях.

Механика тектонического землетрясения [7] описывает разрушение в его очаге как скольжение берегов разрыва по некоторой поверхности без отрывной компоненты. Поверхность, как правило, считается плоской. В рамках этой модели для описания кинематики очага землетрясения используется понятие тензора сейсмического момента [6], включающее две характеристики очага – его величину ( $M_0$ ) и направленность. При массовых определениях  $M_0$  используется корреляционная связь величины сейсмического момента с энергетическим классом или магнитудой землетрясения [14]. Направленность смещения в очаге характеризуется ориентировкой единичного тензора сейсмического момента, иначе говоря, механизмом очага землетрясения.

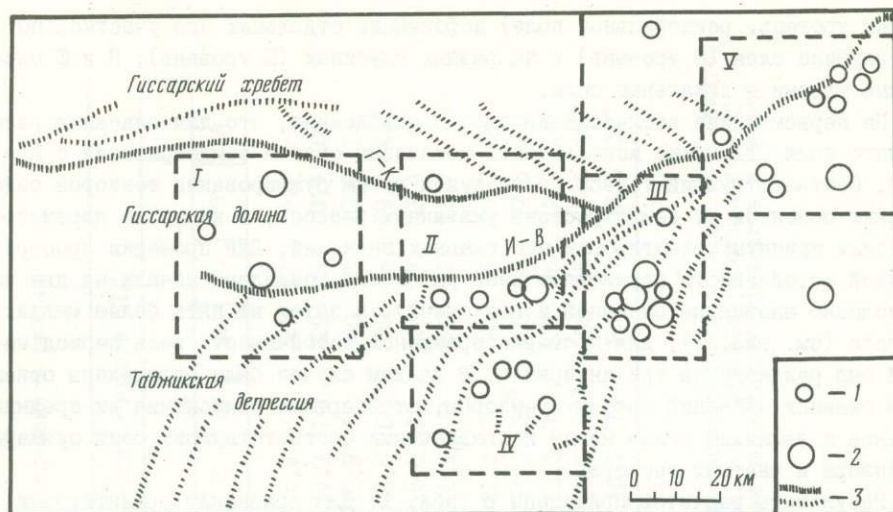
Понятие механизма очага широко применяется в сейсмологии и включает в себя совокупность параметров, описывающих положение плоскости разрыва, направление смещения в очаге и ориентировку главных осей механизма (сжатия, растяжения и промежуточной) в системе координат, связанной с поверхностью Земли. Хорошо известны практические методы определения этих параметров по знакам и амплитудам вступлений сейсмических волн на сейсмограммах [2], результаты представляются в графическом или табличном виде.

Как мы уже говорили, механизм очага может быть представлен также девятью компонентами единичного тензора сейсмического момента, которые в географической системе координат легко рассчитываются по данным об ориентировке осей сжатия и растяжения в очагах [15, 16].

Тензор СТД какого-либо объема, согласно работе [7], равен сумме тензоров сейсмических моментов всех землетрясений, произошедших в этом объеме за некоторый интервал времени. Эти представления о механизме очага землетрясения, сейсмическом моменте и СТД легли в основу настоящей работы.

Краткая характеристика исследуемой территории. Изученный район расположен в пределах Центрального Таджикистана и занимает зону сочленения Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией в пределах координат  $38^{\circ}00' - 39^{\circ}00'$  с.ш. и  $68^{\circ}00' - 70^{\circ}15'$  в.д. Геология и сейсмичность района хорошо изучены [1, 3, 5, 8].

В современном структурном плане здесь выделяются три области: Южные склоны Гиссарского хребта, Гиссарская долина и северная часть Таджикской депрессии, различные по своему геологическому строению и тектоническому развитию и отделенные друг от друга глубинными разломами: Гиссаро-Кокшальским и Илякско-Вахшским (рис. 1), простирающимися в субширотном направлении. В пределах Таджикской депрессии, на юге, разрывные нарушения более



Р и с. 1. Карта эпицентров землетрясений с обозначением границ участков, выбранных для расчета частных тензоров СТД (I - V)

I - 2 - эпицентры землетрясений с  $K = I2(I)$  и  $K = I3(2)$ ; 3 - основные геологические разломы (Г-К - Гиссаро-Кокшаальский; И-В - Илякско-Вахшский, по [17])

высокого порядка ориентированы субмеридионально, на севере - в направлении юго-запад-северо-восток.

Сейсмичность района весьма значительна. Вблизи его западной границы известны два сильнейших Каратагских землетрясения 1907 г. ( $M=7,4$  и  $M=7,3$ ), в центральной части - два Файзабадских: 1930 г. ( $M=5,7$ ) и 1943 г. ( $M=6$ ) и Кафдонское 1943 г. ( $M=5,5$ ). Ежегодно регистрируется около 45 землетрясений энергетических классов  $K = 9+I3$ , очаги которых в основном сосредоточены в верхней части земной коры. За период 1955-1980 гг. наиболее сильными были землетрясения с  $M=5,3+5,4$  ( $K=I3$ ).

Характер сейсмотектонической деформации земной коры Гиссарской долины и ее горного обрамления. Процедура расчета параметров СТД описана нами ранее [19], в настоящей работе использованы данные о механизмах очагов более 1000 землетрясений с  $K = 9+I3$ , частично представленных в каталоге [18].

Широкий диапазон энергетических классов землетрясений и большое их количество позволили провести разномасштабное осреднение механизмов очагов и тем самым рассмотреть поля СТД разных иерархических уровней и выявить их взаимозависимость. Понятие иерархии [10, II] предполагает существование совокупности параметров, качественно характеризующих однородность поля. При этом однородное поле может быть выделено только при определенном масштабе рассмотрения, который позволяет отбросить мелкие особенности. При переходе к более детальному изучению эти особенности становятся значимыми и поле может оказаться неоднородным. Наличие иерархии полей в реальной геологической среде определяется многофакторностью сложных геотектонических процессов. Исходя из этих весьма общих положений, мы рассмотрели три масштабных уровня СТД: деформацию сейсмоактивного слоя всего района как квазиоднородного массива (I мас-

штабный уровень, региональное поле) деформацию отдельных его участков по всей глубине слоя (II уровень) и на разных глубинах (III уровень); II и III масштабные уровни – локальные поля.

На первом этапе исследований было предположено, что для описания регионального поля СТД можно использовать механизмы очагов землетрясений с  $K = I2 \div I3$ . Соответствующий тензор был получен путем суммирования тензоров сейсмических моментов 34 землетрясений указанных классов, в качестве параметров поля были приняты ориентировки его главных значений. Для проверки пространственной устойчивости параметров весь район был разделен сначала на две части (условно названные западной и восточной), а затем на пять более мелких участков (см. рис. I), для проверки временной устойчивости весь период наблюдений был разделен на три интервала. В каждом случае были определены ориентировки главных значений частных тензоров, стандартные отклонения их средних значений и величины углов между направлениями соответствующих осей суммарного тензора и частных тензоров.

Результаты расчетов приведены в табл. I. Для сравнения ориентировок главных осей суммарного и частных тензоров был применен критерий Стьюдента [I2]. Оказалось, что при делении района на две части нулевая гипотеза о равенстве средних принимается при 5 % уровне значимости. При более дробном делении для одних участков и временных интервалов гипотеза принимается, для других – отвергается. Это означает, что в первом случае ориентировка тензоров СТД практически не меняется, во втором – различие в направлениях одной, двух или даже всех трех осей становится значимым (в табл. I значимые различия отмечены звездочкой).

Как видно из таблицы, ориентировки всех трех главных значений частных и суммарного тензоров не различаются в тех участках и временных интервалах, где присутствуют по крайней мере два землетрясения с  $K=I3$ , т.е. вариации параметров поля в основном определяются толчками с  $K=I2$ . Это означает, что наше предположение о возможности описания регионального поля СТД по данным землетрясений с  $K=I2+I3$  не верно и следовало бы для этой цели использовать только толчки с  $K=I3$ . Число таких землетрясений невелико – всего 8, но тем не менее стандартные отклонения средних направлений главных осей суммарного тензора незначительны ( $\sigma_1 = I4^0$ ,  $\sigma_2 = I3^0$ ,  $\sigma_3 = II^0$ ), и в дальнейшем мы будем считать, что именно этот тензор является региональным, т.е. характеризует СТД сейсмоактивного слоя земной коры Гиссарской долины и северной части Таджикской депрессии как единого квазиоднородного массива.

В качестве параметров регионального поля СТД приняты следующие: ориентировка главных значений ( $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ ) тензора, простирание плоскостей максимальных сдвиговых деформаций и коэффициент Лодэ-Надаи  $\mu_\epsilon$ , который в рамках девиатора определяет тип деформированного состояния. Напомним, что при этом постоянно сохраняется условие  $\epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3 = 0$ , т.е. деформация укорочения вдоль оси  $\epsilon_3$  сопровождается деформацией удлинения вдоль осей  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$ , и, наоборот, удлинение вдоль оси  $\epsilon_1$  – укорочением вдоль осей  $\epsilon_2$  и  $\epsilon_3$ . Первый тип деформации условимся называть одноосным сжатием ( $\mu_\epsilon = I$ ), второй – одноосным растяжением ( $\mu_\epsilon = -I$ ). При деформации чистого сдвига укорочение по оси  $\epsilon_3$  сопровождается равноценным удлинением по оси  $\epsilon_1$  ( $\mu_\epsilon = 0$ ) [4, 22].

Таблица I

Параметры тензоров СТД, рассчитанные для различных интервалов времени и разных участков района

Период наблюдений	Участок	Количество землетрясений	Ориентировка главных осей тензора СТД											
			$\epsilon_1$				$\epsilon_2$				$\epsilon_3$			
			Az	$\alpha$	$\bar{\sigma}$	$\Delta e$	Az	$\alpha$	$\bar{\sigma}$	$\Delta e$	Az	$\alpha$	$\bar{\sigma}$	$\Delta e$
1955-1980	Весь район	34(8)	73	30	8,2	-	225	64	8,9	-	321	77	8,0	-
1955-1962	" "	11(2)	37	38	15,0	22	220	52	14,9	14	129	88	9,9	18
1963-1970	" "	11(5)	94	32	13,1	10	243	63	13,9	17	340	76	10,8	18
1971-1976	" "	10(1)	22	80	16,4	62*	122	46	18,8	80*	283	46	19,7	45*
1955-1980	Запад	15(3)	88	22	13,5	11	231	73	15,8	10	324	77	13,4	3
	Восток	19(5)	68	36	10,6	7	222	57	10,9	9	320	77	10,7	1
	I	5(2)	101	29	25,7	14	248	66	21,3	22	345	76	20,3	24
	II	5(1)	40	76	25,1	49*	195	15	24,2	51*	309	85	17,6	14
	III	8(3)	86	37	11,5	10	237	57	13,3	12	337	76	12,3	16
	IV	5(0)	333	12	20,8	34*	177	80	25,6	48*	85	85	17,5	57*
	V	8(1)	346	17	14,6	35*	216	80	16,7	18	123	77	16,6	32*

\*Значения выходят за допустимые пределы.

Примечание. В графе "количество землетрясений" в скобках указано число толчков с  $K=13$ ; Az - азимут;  $\alpha$  - угол с вертикалью;  $\bar{\sigma}$  - стандартное отклонение среднего значения;  $\Delta e$  - угловое расстояние между одноименными осями частных тензоров и суммарного тензора СТД, параметры которого приведены в первой строке; I-V - соответствуют участкам на рис. 1.

Параметры, характеризующие ориентировку регионального тензора СТД, представлены в первой строке табл. 2, откуда видно, что тип деформации близок к сдвиговому ( $\mu_{\epsilon} = 0,16$ ), а ориентировка главных осей свидетельствует о том, что совокупность подвижек в очагах землетрясений приводит к сокращению горизонтального размера сейсмоактивного слоя земной коры в направлении северо-запад - юго-восток и почти равноценному его утолщению. Относительная деформация вдоль главных осей равна  $0,4 \times 10^{-8}$ , что составляет всего лишь единицы процентов от величины тектонических деформаций, регистрируемых при наблюдениях за современными движениями земной поверхности [17]. Плоскости максимальных сдвиговых деформаций простираются в направлениях СВ-ЮЗ и субширотном. Сравнение регионального поля СТД с характером геотектонической обстановки в районе приводит к выводу об их соответствии: направление максимального укорочения совпадает с направлением регионального сжатия, определенным по геологическим данным [3, 8], а ориентировка плоскостей максимальных сдвиговых деформаций совпадает с простираем основных геологических разломов.

Таблица 2

Параметры направляющих тензоров СТД, рассчитанные по разным энергетическим классам

Энергетический класс	Количество землетрясений	Ориентировка главных осей тензора СТД									Коэффициент Лодена-Надаи	Интенсивность сдвиговых деформаций
		$\epsilon_1$			$\epsilon_2$			$\epsilon_3$				
		Az	$\alpha$	$\Delta\theta$	Az	$\alpha$	$\Delta\theta$	Az	$\alpha$	$\Delta\theta$		
I3	8	74	39	-	225	54	-	325	75	-	0,16	0,63
I2	26	74	5	35*	211	87	36*	303	87	25	0,10	0,40
II	77	20	77	58*	244	19	37*	112	80	43*	0,49	0,23
IO	260	71	15	24	223	77	25	315	83	14	0,77	0,17
9	718	33	34	24	216	57	8	125	89	26	0,77	0,14

\*Значения выходят за допустимые пределы.

Имея массовые определения механизмов очагов можно выяснить, отражают механизмы слабых землетрясений региональные особенности деформированного состояния района или же в основном определяются локальными условиями. В табл. 2 приведены результаты расчетов параметров СТД по данным землетрясений различных энергетических классов. Кроме ориентировок главных осей тензоров СТД, в таблице показаны значения интенсивности сдвиговых деформаций (L), характеризующей степень сходства индивидуальных решений механизмов очагов [23]. При полном совпадении решений  $L = 1$ , при полном хаосе  $L = 0$ .

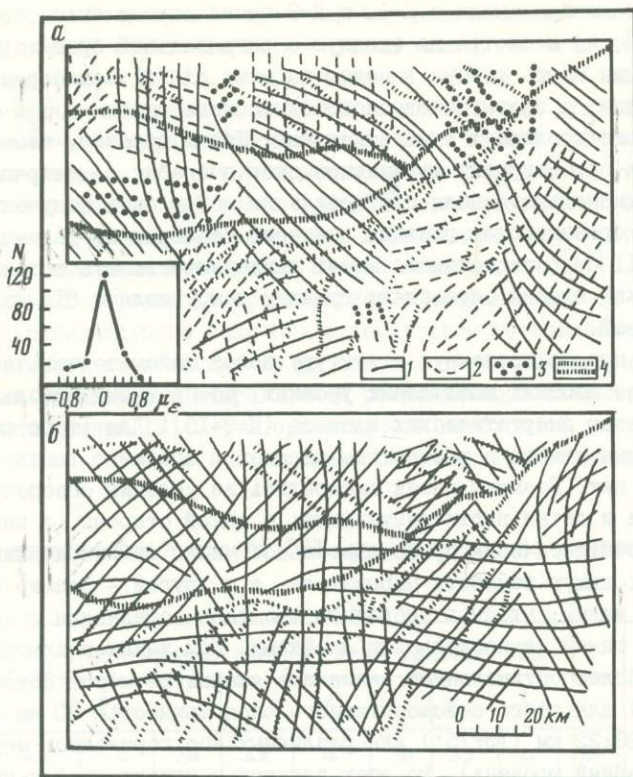
Для сравнения средних ориентировок главных значений регионального и частных тензоров, как и раньше, использован критерий Стьюдента. Оказалось, что ориентировка тензора СТД по данным землетрясений с K=I2 и K=II отличается от региональной, а по данным землетрясений с K=IO и K=9 - не отличается. Вместе с тем хаотичность ориентировок механизмов очагов значительно возрастает с уменьшением энергетического класса: если большинство очагов землетрясений с K=I3 имели сходные механизмы и обеспечили сдвиговую деформацию всего

района, то при землетрясениях с  $K=10$  и  $K=9$  таких очагов было соответственно только 17 и 14 %, и, несмотря на сходную с региональной ориентировку тензора СТД деформация всего района в целом за счет слабых землетрясений имела характер не сдвига, а преимущественного одноосного сжатия ( $\mu_{\varepsilon} = 0,77$ ), направление которого совпадает с региональным. Таким образом, несмотря на довольно хаотичную ориентировку механизмов очагов слабых землетрясений, некоторые свойства регионального поля статистически могут быть получены по этим данным. Отличие ориентировок главных значений тензоров по данным землетрясений с  $K=12$  и  $K=11$  от регионального может свидетельствовать о том, что именно эти энергетические классы определяют границу между полями СТД двух различных масштабных уровней.

Рассмотрим пространственную структуру полей сейсмотектонических деформаций на двух более высоких масштабных уровнях, по-прежнему используя данные о землетрясениях всех энергетических классов ( $K=9+13$ ). Для этого разделим район на элементарные ячейки и рассчитаем параметры среднего тензора СТД в пределах каждой из них. Размеры ячеек выбирались из условий обеспечения оптимальной точности и детальности результата: с одной стороны, в каждую ячейку должно попасть статистически представительное число землетрясений, чтобы обеспечить необходимую точность параметров, а с другой – размер ячеек должен быть достаточно малым, чтобы в выбранном масштабе осреднения локальные поля определялись не одной, а несколькими ячейками. При таких взаимоисключающих требованиях наиболее оптимальными оказались ячейки размером  $36 \times 30$  км ( $20 \times 20'$  градусной сетки) для всего сейсмоактивного слоя мощностью 30 км (II масштабный уровень) и  $28 \times 22$  км ( $15 \times 15'$ ) для различных его горизонтов мощностью 5 км каждый (III масштабный уровень). Во всех случаях в каждую ячейку попадало от 4 до 50 и более эпицентров (ячейки, содержавшие меньше 4 эпицентров, из анализа исключались). В каждой ячейке рассчитывались следующие параметры: компоненты среднего тензора СТД в географической системе координат, его главные значения, коэффициент Лодэ-Надаи и углы, задающие ориентировку плоскостей максимальных сдвиговых деформаций.

Локальные поля СТД представлены траекториями главных деформаций и линиями максимальных сдвиговых деформаций [22] на горизонтальных сечениях, соответствующих рассматриваемым диапазонам глубин очагов землетрясений (рис. 2-4). Траектории главных деформаций показаны на рисунках в соответствии со значениями коэффициента Лодэ-Надаи: в сдвиговых областях – укорочения и удлинения, на участках преобладающего сжатия – только укорочения и преобладающего растяжения – только удлинения. Здесь же даны распределения числа ячеек с разными значениями коэффициента Лодэ-Надаи.

Отметим основные особенности поля СТД на II масштабном уровне (см. рис. 2). Как видно, характер локальных деформаций весьма разнообразен. Широкие пределы изменения коэффициента Лодэ-Надаи (от  $-0,9$  до  $+0,6$ ) свидетельствуют о наличии деформаций различного типа – от почти чистого одноосного растяжения до чистого сдвига и преобладающего одноосного сжатия. Кроме того, меняется ориентировка тензора: оси максимального укорочения, оставаясь преимущественно близгоризонтальными, имеют различную направленность, а оси максимального удлинения меняют не только азимут, но и угол наклона. Три упомянутые выше структурные области – Южный склон Гиссарского хребта, Гиссарская долина и Таджикская депрессия – в целом не различаются по типу деформаций:



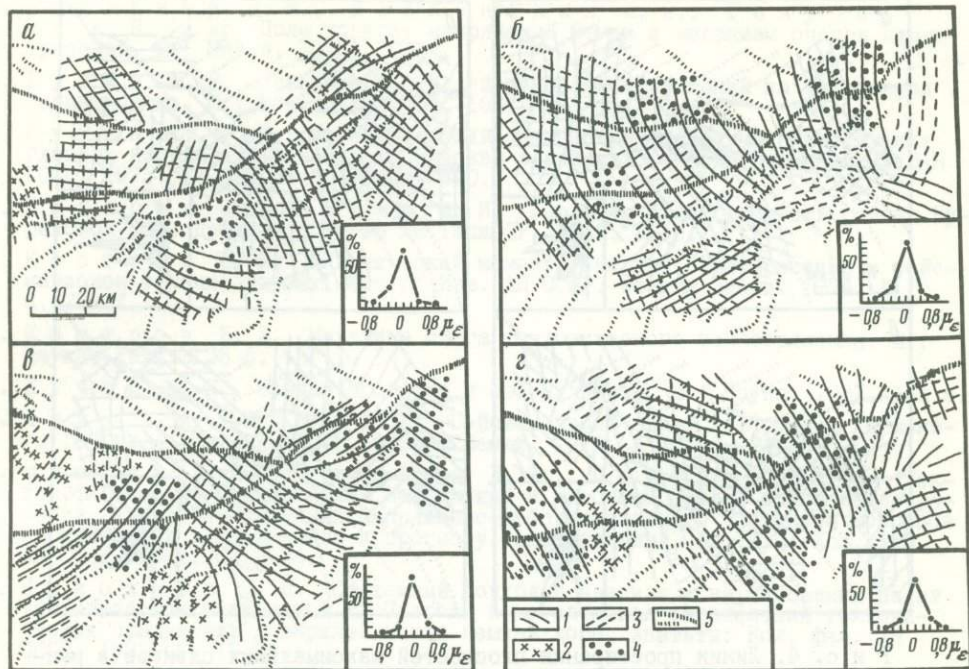
Р и с. 2. Траектории главных деформаций (а) и линии простираения плоскостей максимальных сдвигов (б) в сейсмоактивном слое земной коры и распределение коэффициента Лодде-Надаи (на врезке)

1 - близгоризонтальные укорочения; 2 - близгоризонтальные удлинения; 3 - близвертикальные удлинения; 4 - основные разломы. На врезке: N - число ячеек

везде встречаются объемы, деформированные в различных условиях, их линейные размеры меняются от 20 до 60 км, а границы только на отдельных участках совпадают с линиями крупных геологических разломов и более мелких разрывных нарушений. На общем мозаичном фоне выделяются только две черты, характерные для всего района: почти повсеместное ЮВ-СЗ направление траекторий максимального укорочения и преобладание деформации сдвига (максимальная частота коэффициента Лодде-Надаи соответствует значениям от  $-0,2$  до  $+0,2$ ). Существенно, что обе эти черты являются отражением характера регионального поля СТД.

Поле максимальных сдвиговых деформаций также представляет собой довольно сложную картину и характеризуется двумя системами ортогональных направлений. Одну систему образуют субширотные и субмеридиональные линии, другую - диагональные. Хотя в целом геологические нарушения в районе имеют такую же ориентировку, они только на отдельных участках совпадают с направлением линий максимальных сдвиговых деформаций.

Еще более сложный вид имеют локальные поля СТД на III масштабном уровне (см. рис. 3). Характер деформаций сейсмоактивного слоя земной коры оказался разнообразным не только в плане, но и в разрезе. На малых глубинах (до



Р и с. 3. Траектории главных деформаций в различных слоях земной коры и распределение коэффициента Лоде-Надаид (на врезках)

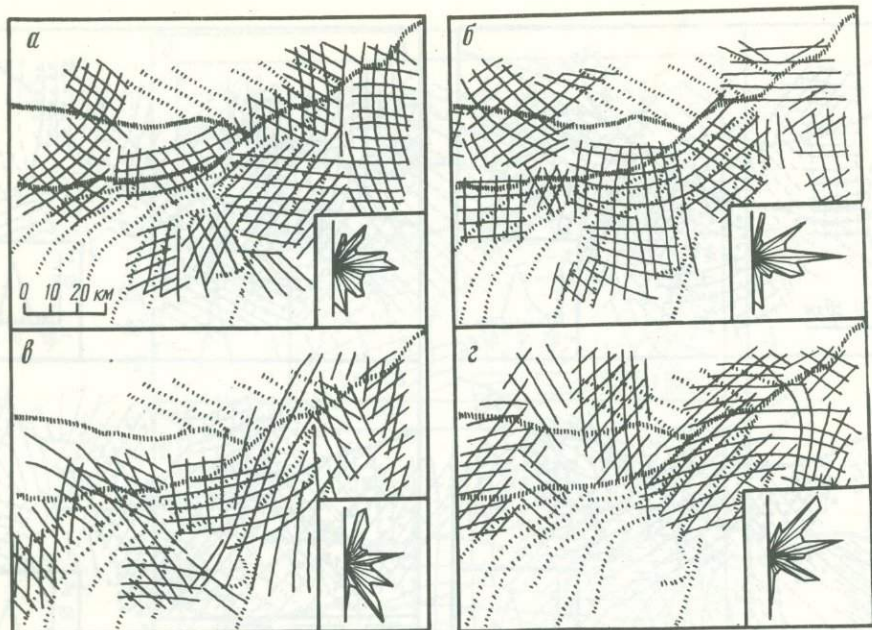
а -  $H < 5$  ( $H$  - глубина слоя, км); б -  $10 \leq H \leq 15$ ; в -  $5 \leq H < 10$ ; г -  $H \geq 15$ ;

1 - близгоризонтальные укорочения; 2 - близвертикальные укорочения; 3 - близгоризонтальные удлинения; 4 - близвертикальные удлинения; 5 - основные разломы

5 км) картина траекторий главных деформаций напоминает "битую тарелку": ориентировка траекторий резко меняется от одного объема к другому, границы между однородно деформированными блоками ярко выражены, они чаще, чем при других глубинах, совпадают с линиями разломов. С увеличением глубины размеры блоков увеличиваются, направление максимального укорочения становится преимущественно близгоризонтальным, траектории меняются более плавно. На самом глубоком горизонте ( $H \geq 15$  км) преимущественным направлением максимального укорочения становится ЮВ-СЗ, как и в региональном поле СТД.

Ориентировка линий максимальных сдвиговых деформаций (см. рис. 4) на разных глубинах существенно различается в деталях, однако преимущественными остаются те же направления, что и в поле СТД II масштабного уровня: субширотные, субмеридиональные и диагональные (ЮЗ-СВ и ЮВ-СЗ), в разных слоях преобладают то одни, то другие. В верхнем слое (до 5 км) линии максимальных сдвиговых деформаций довольно часто совпадают с направлением линий геологических разломов. С увеличением глубины такие совпадения становятся все реже и для самого глубокого горизонта являются скорее исключением, чем правилом, что, на наш взгляд, вполне естественно - сопоставление проводилось с сеткой разломов, откартированной на поверхности Земли.

Из проведенного анализа видна сложная пространственная структура полей СТД. При осреднении механизмов очагов землетрясений в пределах всего района



Р и с. 4. Линии простирания плоскостей максимальных сдвигов в различных слоях земной коры и диаграммы распределения количества ячеек по азимутам линий (на врезках)

а -  $H < 5$  ( $H$  - глубина слоя, км); б -  $10 \leq H < 15$ ; в -  $5 \leq H < 10$ ;  
г -  $H \geq 15$

выявляются региональные особенности деформированного состояния, находящиеся в хорошем согласии с геотектонической обстановкой. Они проявляются не только в очагах сильных землетрясений, но и в совокупности очагов слабых толчков при условии их статистической представительности. В различных участках района региональные особенности претерпевают значительные искажения за счет локальных условий, тем самым образуя локальные поля сеймотектонических деформаций, параметры которых в значительной мере зависят от величины объемов осреднения. Наиболее сложный вид имеют локальные поля самых верхних горизонтов земной коры; по мере увеличения глубины они становятся более однородными и в большей степени отражают региональные условия деформирования.

Генезис сильного землетрясения ( $K > 13$ ), по-видимому, связан с региональным полем, и вне зависимости от того, в каком участке локального поля возникает его очаг, подвижки будут осуществляться по плоскости субширотного или северо-восточного (юго-западного) простирания.

С другой стороны, можно высказать некоторые предположения о месте возникновения очага сильного землетрясения: наиболее благоприятные условия для сколового разрушения реализуются в тех участках, где ослабленные зоны геологических нарушений совпадают с направлением максимальных сдвиговых деформаций.

#### Л и т е р а т у р а

Г. Бабаев А. М. Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1975. 150 с.

2. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 190 с.
3. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 463 с.
4. Гущенко О. И. Кинематический принцип реконструкции направления главных напряжений: (По геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. 1975. Т. 225, № 3. С. 557-560.
5. Захаров С. А., Бунэ В. И. Геология и сейсмичность района Нурекской ГЭС. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1962. 83 с.
6. Костров Б. В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 1. С. 23-41.
7. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 175 с.
8. Кучай В. К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 162 с.
9. Лукк А. А., Юнга С. Л. Сейсмотектоническая деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24-43.
10. Мячкин В. И., Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю. Тектонофизический анализ полей напряжений и проблемы физики очага землетрясения // Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов горных пород в приложении к прогнозу землетрясений. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 3-24.
11. Николаев П. Н. Системный подход в анализе и картировании полей тектонических напряжений // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 17-35.
12. Поллард Дж. Справочник по вычислительным методам статистики. М.: Финансы и статистика, 1982. 344 с.
13. Ризниченко Ю. В. О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965. С. 56-63.
14. Ризниченко Ю. В. Проблемы величины землетрясений // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М., 1974. Т. 1. С. 43-78.
15. Ризниченко Ю. В. Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34-47.
16. Ризниченко Ю. В., Соболева О. В., Кучай О. А. и др. Сейсмотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии // Там же. 1982. № 10. С. 90-105.
17. Соболева О. В. Сейсмотектоническая деформация земной коры Центрального Таджикистана // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 115-119.
18. Соболева О. В., Бибарсова Д. Г., Вахидова З. М. Расчет параметров сейсмотектонической деформации. 1981. 34 с. Деп. в ВИНТИ № 5402.
19. Соболева О. В., Кучай О. А. Механизм очагов землетрясений и сейсмотектоническая деформация земной коры Памира // Геология и геофизика Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1985. С. 139-161.
20. Соболева О. В., Кучай О. А., Шкляр Г. П., Благовещенская Е. Э. Каталог фокальных механизмов землетрясений Таджикистана и Северного Афганистана. 1980. 22 с. Деп. в ВИНТИ № 3567.
21. Старков В. И., Соболева О. В., Старкова Э. Я. Скорость деформаций земной коры в районе Душанбинского геодинамического полигона // Тез. докл. IX Междувед. совещ. по изуч. соврем. движений земной коры на геодинам. полигонах. Петропавловск-Камчатский, 1981. С. 16.
22. Филлин П. П. Прикладная механика твердого деформируемого тела. М.: Наука, 1975. Т. 1. 832 с.
23. Юнга С. Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14-23.

## МАНТИЙНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАВКАЗА

Вопрос – есть ли глубокие землетрясения на Кавказе или нет – долгое время решался то в одну, то в другую сторону. И к настоящему времени в каталогах почти не осталось глубоких землетрясений и преобладающей стала точка зрения, что их на Кавказе фактически нет. Более менее признается заглубленность очагов в Каспийском море.

Материалы, накопившиеся к настоящему времени разветвленной сетью сейсмологических станций Кавказа, позволяют вернуться к вопросу о существовании мантийной сейсмичности в регионе и решить его однозначно.

С этой целью для некоторых землетрясений, подробные данные о которых приведены в [5], нами были заново переопределены эпицентры и глубины очагов.

Для определения координат эпицентров и глубины очага использовались интерполированные по глубине таблицы годографа Джеффриса-Буллена, а для глубины 25 км – годограф Лебедевой-Левицкой. При переопределении гипоцентров использовались данные о временах пробега Р и S – волн следующих сейсмостанций: Ахалкалаки, Бакуриани, Белый Уголь, Гори, Грозный, Душети, Кировобад, Лагодехи, Махачкала, Они, Пятигорск, Степанован, Тбилиси, Ткибули, Шемаха, Шеки.

На рис. 1 приведены построения засечек землетрясения 6.II.74 в 04 ч 41 мин с перебором годографом для разных глубин. Из построения видно, что если использовать годографы для очагов в земной коре, то засечки ближайшей станции Грозный (на рис. 1 – окружность) резко не согласуется с треугольником, образованным засечками более удаленных станций. Наилучшая сходимость засечек всех станций получилась при использовании годографа для глубины очага 120 км. Для двух других землетрясений 17.07.76 в 01 ч 39 мин и 18.01.78 в 19 ч 48 мин наилучшее решение эпицентра получилось для глубин очагов соответственно 120 и 80 км. В [7] для землетрясения 6.II.74 дается глубина 145 км.

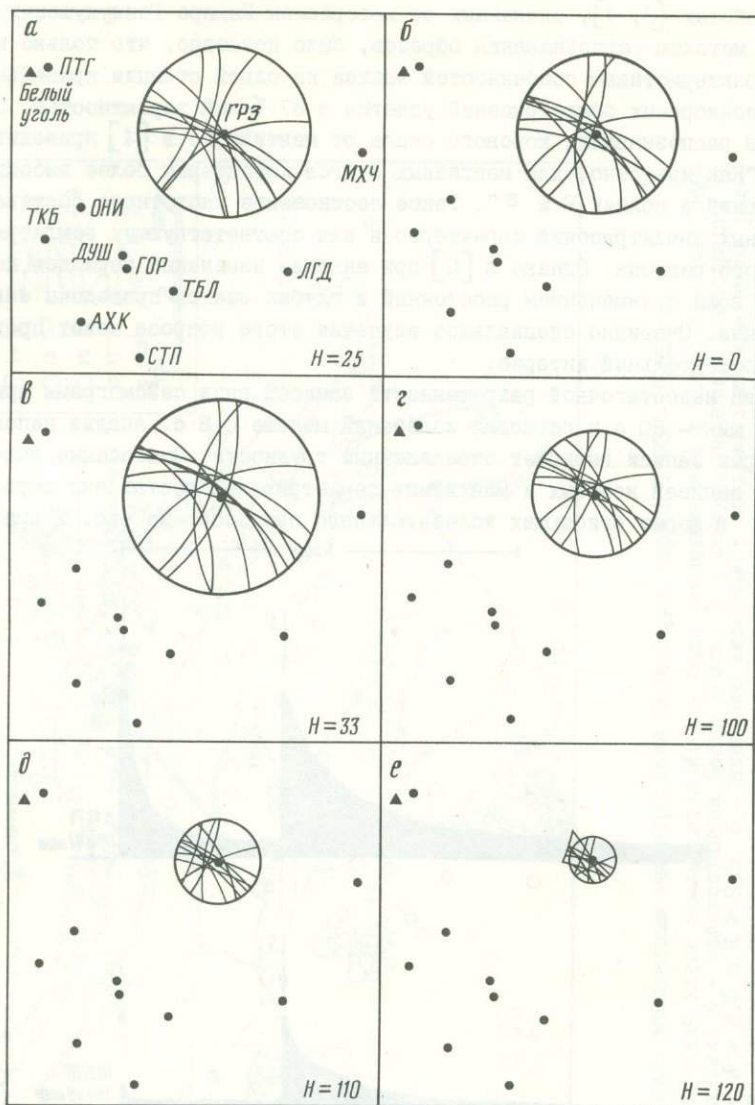
Оценить погрешность определения глубины очага  $\delta h$  для приведенного построения на рис. 1 можно по формуле Раутиан [1]:

$$\delta h = \frac{1}{215} \sqrt{(R + \delta R)^2 - (\Delta - \delta v)^2} - \sqrt{(R - \delta R)^2 - (\Delta + \delta v)^2}$$

где  $\delta h$  – погрешность определения глубины очага;  $\Delta$  – эпицентральный расстояние до ближайшей станции;  $\delta v$  – погрешность в определении  $\Delta$ ;  $R$  – гипоцентральный расстояние до ближайшей станции;  $\delta R$  – ошибка в определении  $R$ .

В нашем случае:  $\Delta = 15$  км;  $\delta v = 15$  км;  $R \approx 120$  км;  $\delta R = 5$  км. Подставляя эти значения в формулу Раутиан, получаем  $\delta h = 6$  км.

Важным признаком глубокого расположения очага землетрясения являются специфические особенности формы записи. Вступления поперечных волн у глубоких землетрясений более четкое, по амплитуде они резко выделяются на фоне более слабых колебаний, заполняющий промежуток между вступлениями Р и S – волн. Характерно также, что максимальное смещение в продольных волнах у глубоких землетрясений, как правило, лежит вблизи начала записи, тогда как



Р и с. 1. Построение гипоцентра землетрясения 6.11.74 в 04 ч 41 мин

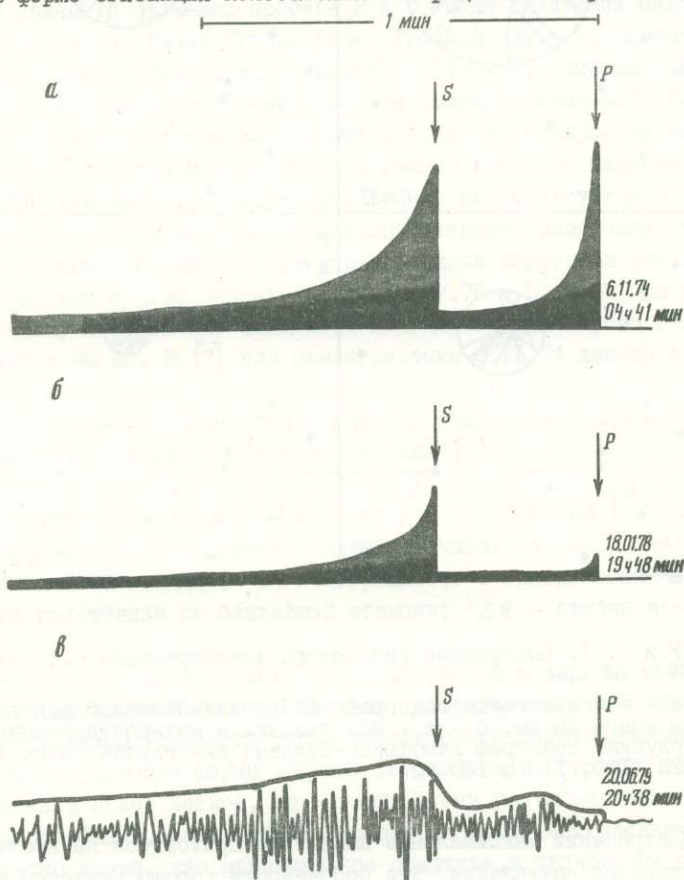
а - использовался годограф Лебедевой-Левичкой для глубины очага 25 км; б - е - использовался интерполированный по глубине годограф Джеффриса-Буллена для глубин очага (Н) 0, 33, 100, 110 и 120 км

у коровых землетрясений максимальные амплитуды приходятся на времена, более удаленные от первого вступления. Эти особенности хорошо известны интерпретаторам и описаны в инструкциях по обработке сейсмологического материала.

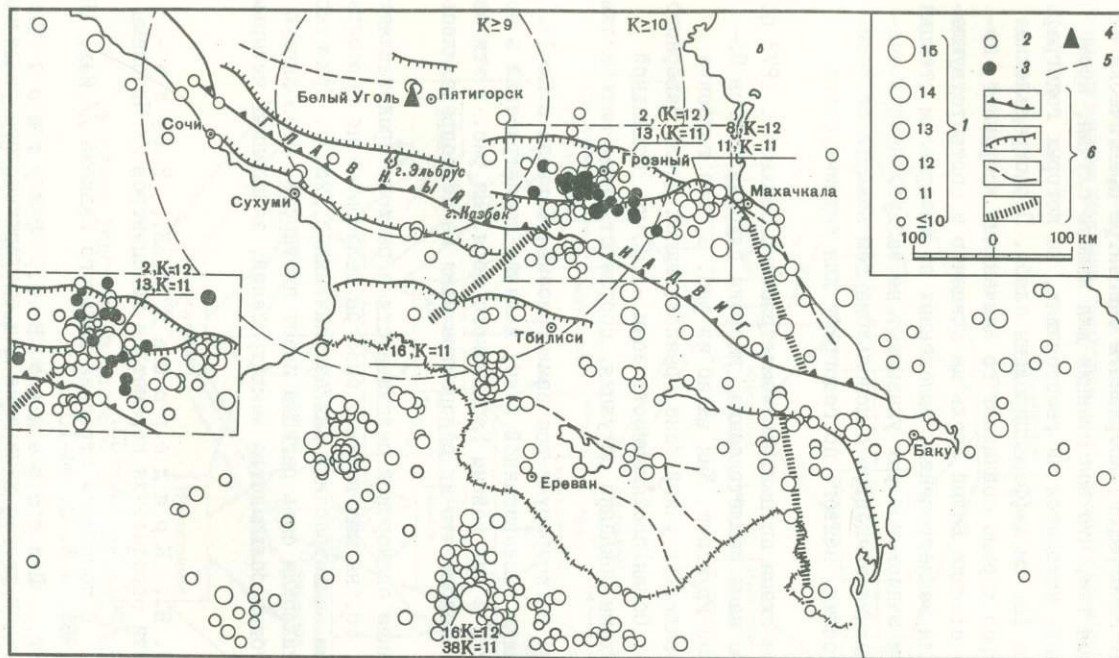
По записям станции Белый Уголь, материалами которой мы располагаем, было выделено 30 землетрясений за период с 1973 по 1983 г., особенности образа записи которых говорят о глубоком положении очага.

В работах [3, 4], сделанных по материалам Памиро-Гиндукушских землетрясений методом распознавания образов, было показано, что только по некоторым характеристикам особенностей записи на одной станции правильное выделение подкорковых землетрясений удается с 87 %-ной вероятностью. Одним из признаков распознавания корового очага от мантийного в [4] приводится следующий: "Как известно, для мантийных очагов характерны более высокие частоты колебаний в волнах P и S". Такое соотношение частотного состава коровых и мантийных землетрясений характерно и для соответствующих землетрясений Кавказского региона. Однако в [6] при анализе изменений периодов колебаний объемных волн с изменением расстояний и глубин очагов приведены зависимости обратные. Очевидно специальное изучение этого вопроса может представлять самостоятельный интерес.

Из-за недостаточной разрешенности записей ряда сейсмограмм при развертке 1 мин - 60 с и периодах колебаний меньше 0,8 с, анализ непосредственно формы записи вызывает определенные трудности. Отмеченные выше особенности записей коровых и мантийных землетрясений достаточно хорошо проявляются в форме огибающих колебательного процесса. На рис. 2 приведены



Р и с. 2. Характерные огибающие глубоких землетрясений (а, б); запись и ее огибающая поверхностного землетрясения (в) (записи станции Белый Уголь)



Р и с. 3. Схема эпицентров землетрясений Кавказа за период 1973 - 1983 гг.

I - энергетический класс землетрясений; 2 - очаг землетрясения в коре; 3 - очаг землетрясения в мантии; 4 - сеймостанция Белый Уголь; 5 - контуры надежной регистрации землетрясений с  $K > 8,5$  и  $K \geq 9,5$ ; 6 - наиболее активные в позднеальпийское время разрывные нарушения, которые по данным структурно - геологического анализа являются или могут являться сейсмогенерирующими структурами [2]. На врезке показана сейсмологическая ситуация, соответствующая [5]

характерные огибающие двух глубоких и одного корового землетрясений, построенные по сейсмограммам станции Белый Уголь. Огибающие записей мантийных землетрясений залиты, так как периоды их – порядка 0,5 с и, следовательно, как было сказано выше, являются неразрешенными.

Как видно из построений на рис. 1, при переопределении гипоцентров с использованием глубинных годографов, координаты эпицентра практически не меняются. Это объясняется тем, что все станции для нашего случая, кроме ближайшей станции Гроенный, находятся на расстояниях, на которых годографы до глубин очагов порядка 100 км дифференцированы слабо. Переопределенные нами координаты эпицентров хорошо совпадают со значениями координат, построенных по азимуту по станции Белый Уголь на эпицентр и соответствующему годографу. Поэтому для землетрясений, выделенных по материалам станции Белый Уголь, особенности записи которых указывают на заглуженность очага, была проведена коррекция эпицентра с использованием азимута со станции на эпицентр и расстояния, взятого по годографу для глубины очага 100 км.

На рис. 3 приведена схема эпицентров землетрясений Кавказа с 1973 по 1983 г. Переопределенные нами землетрясения, имеющие глубины очагов 80–120 км, показаны залитыми кружками. Как видно из рис. 3, все глубокие землетрясения сгруппировались в узкой зоне, расположенной вдоль северного склона Большого Кавказа. Общая протяженность зоны – 180 км. Отдельной врезкой в левой части схемы показана ситуация, соответствующая материалам каталогов [5].

Станция Белый Уголь регистрирует все землетрясения Кавказа с  $K \geq 12$ . По материалам станции, помимо вышеописанной зоны, наличие землетрясений в верхней мантии подтверждается и для района Каспийского моря. На рис. 3 эти землетрясения не показаны, потому что их гипоцентры нами не переопределялись из-за удаленности.

Так как существование подкоровой сейсмичности в регионе представляет принципиальный интерес, то, на наш взгляд, было бы целесообразно переопределить эпицентры и глубины землетрясений Кавказа начиная с 1950 г. Примерно с этого времени сейсмологическая сеть региона имеет плотность, позволяющую однозначно определять глубины большинства землетрясений, записанных четырьмя и более станциями.

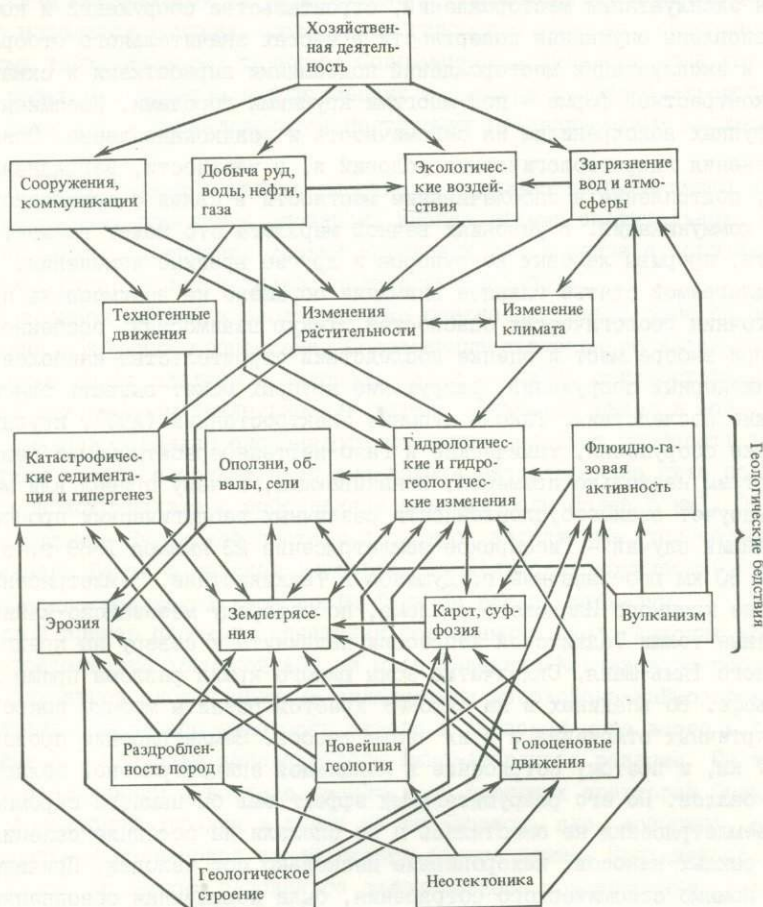
#### Л и т е р а т у р а

1. Горбунова И. В., Кондорская Н. В., Раутиан Т. Г. О точности определения параметров гипоцентров // Проблемы геодинамики. М.: Недра, 1987. С. 130–133.
2. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Геодинамика. 1986. № 5. С. 94–107.
3. Нересов И. Л., Писаренко В. Ф., Раутиан Т. Г. и др. Применение методов теории узнавания для статистического разделения мелких и глубоких землетрясений по динамическим характеристикам записи // Проблемы цунами. М.: Наука, 1968. С. 63–74.
4. Писаренко В. Ф., Раутиан Т. Г. Статистическая классификация по нескольким признакам // Машинная интерпретация сейсмических волн. М.: Наука, 1966. С. 150–173.
5. Сейсмологический бюллетень Кавказа, 1973–1979 гг. Тбилиси: Мецниереба, 1974–1986.
6. Федотов С. А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
7. Bulletin of the International Seismological Centre. 1974. Edinburgh, Scotland, 1975.

В.Г.Трифонов

## СТИХИЙНЫЕ БЕДСТВИЯ В СИСТЕМЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Геологические бедствия многообразны и взаимосвязаны в рамках сложной системы (см. рисунок). Существует группа стихийных бедствий, находящихся в непосредственном ведении геологии. Это землетрясения, извержения вулканов,



Стихийные бедствия в системе современных геологических процессов

флюидно-газовая активность, горные удары, оползни, обвалы и сели, некоторые мерзлотные явления, карстовые и суффозионные просадки, прорывы грунтовых вод в подземных сооружениях, некоторые виды эрозии, седиментогенеза и гипергенеза. Вторая группа природных явлений, опасных или вредных для человека, не относится к геологии, но вызвана геологическими причинами. Так, тектоническое поднятие или опускание территории изменяет поверхностный и подземный сток, что приводит к изменению растительности, эрозии почв и развитию подвижных песков на поднятиях, засолению или заболачиванию впадин. Существенные

ландшафтные и погодные изменения связаны с вулканизмом. Более длительные неотектонические процессы приводят к климатическим изменениям. Существует и обратная связь: изменения растительности влияют на поверхностный сток и гидрогеологию; климат в значительной мере определяет характер седиментации, трансгрессии и регрессии океана.

Жизнь и деятельность людей вызывает природные изменения, прямо или косвенно влияющие на геологические процессы. Наиболее очевидны геологические последствия эксплуатации месторождений, строительства сооружений и коммуникаций. Установлены опускания поверхности в местах значительного отбора подземных вод и эксплуатации месторождений подземными выработками и скважинами, а в менее контрастной форме – под многими крупными городами. Несомненно воздействие крупных водохранилищ на сейсмичность и осадконакопление. Описаны случаи изменения гидрогеологических условий и, в частности, загрязнение подземных вод, подтопление и заболачивание местности в связи с прокладкой дорог и иных коммуникаций. В условиях вечной мерзлоты это может вызывать просадки грунта, прорывы ледовых водупоров и другие вредные изменения.

В предлагаемой статье главное внимание обращено на взаимосвязь процессов как источник геологических опасностей. Такую взаимосвязь особенно важно учитывать при выборе мест и оценке последствий строительства наиболее ответственных инженерных сооружений, разрушение которых может вызвать опасные экологические последствия. Таковы атомные электростанции (АЭС), крупные гидротехнические сооружения, химические и газо-нефтеперерабатывающие заводы и т.п. Рассмотрим несколько примеров, показывающих, к чему привел или может привести недоучет взаимообусловленности различных геологических процессов.

Простейший случай – Гиссарское землетрясение 23 января 1989 г. с магнитудой 5,5 в 30 км юго-западнее г. Душанбе в Таджикистане. Землетрясение произошло в зоне крупного Илякского разлома, по которому мезозойско-кайнозойские осадочные толщи Таджикской депрессии надвинуты к северу на предгорную ступень Южного Тянь-Шаня. Складчатые зоны южного крыла разлома прямо выражены в рельефе. Во впадинах и на склонах хребтов развиты мощные покровы позднечетвертичных отложений и в их числе лессов. Землетрясение произошло на глубине 5–7 км, и поэтому сотрясение в локальной эпицентральной области достигло 8–9 баллов. Но его разрушительный эффект был бы намного скромнее, если бы при землетрясении не сместились и не оползли на соседние селения большие объемы рыхлых наносов, похоронившие несколько сот человек. Причиной оползания, помимо сейсмического сотрясения, была повышенная обводненность рыхлых отложений, обусловленная в значительной мере неисправностью проходящего непосредственно над ними оросительного канала. К катастрофе привела взаимосвязь повышенной тектонической активности, вызвавшей землетрясение, вполне ординарное в этой высокосейсмической области, оползнеопасного залегания четвертичных отложений, сочетания дождливого сезона с дополнительным техногенным обводнением.

Более сложный пример – район строительства крупного Рагунского гидроузла в Таджикистане. Здесь строится высочайшая плотина (335 м), которая создаст водохранилище объемом более 13 км<sup>3</sup>. Район строительства находится северо-западнее предыдущего района – на границе Южного Тянь-Шаня с Внешней зоной Памира, продолжающей Таджикскую депрессию. Интенсивность максимальных возможных сейсмических сотрясений определена в 9 баллов. Здесь облизкаются и

смыкаются крупные активные разломы: Гиссаро-Кокшаальский, Илякский, Ионахский, Гулизинданский. Три последних сливаются в продолжающийся на северо-восток Вахшский надвиг со средней скоростью четвертичных перемещений 1 см/г [2]. В зонах этих разломов возможны землетрясения с магнитудой 6. Что же касается Гиссаро-Кокшаальского разлома, то в его зоне в 100 км западнее и восточнее гидроузла известны землетрясения с магнитудой 7,3-7,4 и интенсивностью 9-10 баллов: Каратагские, 1907 г. и Хайтское, 1949 г.

Плотина сооружается на пересечении р. Вахш Ионахским надвигом, в зоне которого находится тектоническая линза гипсового меланжа, способного к интенсивному тектоническому течению. Современная активность зоны разлома проявилась перед его фронтом в деформациях и смещениях позднечетвертичной террасы р. Вахш [2] и регистрируется повторными геодезическими наблюдениями [1].

На склонах долины в районе плотины и будущего водохранилища видны следы многочисленных обвалов и оползней, иногда весьма значительных. Они образуются постоянно. Повышение уровня грунтовых вод в связи с образованием водохранилища существенно повысит оползневую опасность.

В описанной ситуации землетрясение опасно не только само по себе, но в сочетании с другими процессами. Современные движения по активным разломам нарушают связь плотины и склонов, делая ее менее сейсмостойкой. Весьма вероятный при сильном землетрясении катастрофический вынос в водохранилище больших объемов обвално-оползневого материала создает опасность разрушения плотины и сброса большого объема воды в расположенное ниже по течению Нурекское водохранилище с собственным объемом воды более 5 км<sup>3</sup>. Это вызвало бы разрушение Нурекской плотины и быстрое затопление густонаселенных долин нижнего Вахша и верхней Амударьи. Социально-экономические и экологические последствия такой катастрофы были бы весьма серьезны.

Другой пример сложного сочетания современных геологических процессов - район строительства Крымской АЭС на мысе Казантип Керченского полуострова Крыма. Полуостров сложен мощными складчатыми мезозойско-кайнозойскими осадочными толщами. Вдоль его северного берега в Азовском море всего в 10 км от строящейся АЭС проходит зона крупного Южно-Азовского разлома. Он прослежен по геологическим данным с востока на запад от северных предгорий Западного Кавказа до Арабатской стрелки и далее на юго-восток, где, возможно, смыкается с сейсмофокальной надвиговой зоной южного берега Крыма. Протяженность разлома - более 200 км. По данным глубинного сейсмического зондирования, разлом смещает на 1,4 км поверхность кристаллического фундамента; поднято северное крыло. Сейсмопрофилирование показало, что смещения меньшей амплитуды имеются в кайнозойских отложениях, причем поднято южное крыло разлома. Севернее и южнее разлома протягиваются две полосы бескорневых антиклиналей, продолжающих развиваться в четвертичное время до голоцена включительно. Складки южной полосы, на склоне одной из которых строится АЭС, подняты выше и сложены в ядрах глинистыми породами майкопской серии олигоцена-нижнего миоцена. Они расположены эшелонированно и образуют левый кулисный ряд. О позднечетвертичных движениях по разлому, помимо продолжающегося роста складок, свидетельствует тот факт, что непосредственно к северо-востоку от АЭС на мысе Казантип подошва карангатских отложений (возраст 30-60 тыс. лет) в чехле морской террасы находится

на высоте 4 м над уровнем моря, а в 2,5 км севернее – вскрыта скважиной на глубине 50 м. Анализ данных повторного нивелирования выявил резкие изменения скоростей современных вертикальных движений на пересечении с зоной Южно-Азовского разлома: на 2 мм/г к юго-западу от Арабатской стрелки и на 2,8 мм/г возле устья р. Кубани.

Таким образом, Южно-Азовский разлом является важнейшей структурной линией региона и активен в современную эпоху. К югу от него в пределах полуострова выделены меньшие по протяженности и геологическому значению зоны разломов: Красногорская и Горностаевская северо-западного простирания и Правдинская северо-восточного простирания, продолжающаяся в Керченский пролив.

Предприятия А.А.Никоновым и А.А.Масленниковым археологические и исторические изыскания позволяют предполагать, что в зоне Южно-Азовского разлома могли находиться очаги землетрясений I в. до н.э. (9 баллов) и III в. н.э. (8–9 баллов), вероятно, разрушившие г. Зенонов Херсонес на мысе Зюк. К зоне этого же разлома, возможно, были приурочены землетрясение 1751 г. интенсивностью до 8 баллов и более 10 эпицентров инструментально зарегистрированных землетрясений с магнитудами 3,3–4,2. К зоне Правдинского разлома мог быть приурочен эпицентр землетрясения 63 г. до н.э. с интенсивностью сотрясений до 9 баллов. Сильнейшие из перечисленных землетрясений могли иметь магнитуды 6,5–7. Геологическая ситуация не исключает возможности возникновения подобного землетрясения в любой части Южно-Азовского разлома. Если оно произойдет в месте, наиболее приближенном к АЭС, интенсивность ее сотрясений может достигать 9 баллов на средних грунтах. Ситуация, однако, усугубляется неблагоприятными грунтовыми условиями. В результате строительства и эксплуатации станции ее территория будет подтоплена с установлением уровня грунтовых вод на глубине 1–3 м от поверхности. Подтопление уже началось. Из-за него возможно приращение ожидаемой интенсивности сейсмических сотрясений на I балл.

Геологическая опасность для АЭС не ограничивается землетрясениями. Явления диапиризма майкопских отложений в ядрах антиклиналей, в том числе той, на крыле которой строится АЭС, продолжают до сих пор и проявляются в аномально высоких пластовых давлениях и грязегазовых выбросах из скважин. По существу, это процесс грязевого вулканизма, проявления которого известны в других частях Керченского и Таманского полуостровов. Его воздействие на сооружения АЭС по своим разрушительным последствиям может превзойти ожидаемые сейсмические воздействия.

Заслуживает внимания при оценке геологической опасности и особенности разреза осадочного чехла Керченского полуострова. На 90% он сложен глинистыми породами, многие из которых насыщены рассеянными сульфидами, образовавшимися в условиях, сходных с теми, что существуют сейчас в Черном море. Окисляясь подземными водами, сульфиды переходят в гипс – минерал большего объема, что создает высокое дополнительное сжатие пород. Их растрескивание под действием сжатия приводит к распространению процесса вниз по разрезу. В итоге егр значительная часть, возможно, на глубину до сотен метров, оказывается в условиях избыточного сжатия.

Каждый из рассмотренных геологических факторов – высокая современная тектоническая активность, возможность ее реализации в сильных землетрясени-

ях, особенности строения и состава пород, приводящие к грязевому вулканизму и избыточному давлению в приповерхностных слоях – сам по себе может и не привести к катастрофе, но опасно сочетание этих факторов. Например, 9-балльного землетрясения вблизи АЭС может и не произойти в период ее эксплуатации. Но достаточно и не столь сильного землетрясения, чтобы активизировать грязевой вулканизм и реализовать избыточное давление в сульфидсодержащих глинистых породах, а их совместное воздействие на конструкции АЭС будет усилено неблагоприятными грунтовыми условиями.

В описанном примере был затронут характер разреза как один из источников геологической опасности. Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. в Северной Армении заставило обратить внимание на этот геологический фактор в ином аспекте. Он проявился в аномальном распределении интенсивности сотрясений. Они были наибольшими и достигали 9–10 баллов непосредственно над очаговой зоной в районе г. Спитака, что вполне естественно. Однако и на значительном удалении от нее в г. Ленинакане интенсивность сотрясений местами достигала 8–9 баллов, что в данном случае не всегда можно объяснить неблагоприятными грунтовыми условиями. По мнению В.И.Халтурина и его коллег [3], эта аномальность связана с особенностями геологического строения. Ленинакан расположен на поверхности новейшей впадины, сложенной чередованием базальтов, туфов, озерных и аллювиально=делювиальных отложений мощностью в несколько сот метров. Отдельные осадочные горизонты водоносны. В такой ситуации при землетрясении сформировались интенсивные группы колебаний интерференционного происхождения, в которых доминировали горизонтальные колебания. Указания на такую возможность содержатся в особенностях записей афтершоков сейсмической станции Ленинакан. Группа прямых Р и S-волн здесь мало отличается от других станций. Однако в шлейфе видна группа колебаний, превышающая прямые волны в 4–8 раз по амплитуде и в 3–5 раз по периодам. Уровень коды в Ленинакане выше, чем на других станциях в 4–6 раз по вертикальной и в 10–15 раз по горизонтальной компонентам I.

Итак, взаимообусловленность геологических процессов, сочетающихся местами с техногенными воздействиями, может приводить к многократному усилению вредных воздействий, достигающих благодаря взаимному влиянию уровня катастрофы. Этот аспект оценки геологической опасности до сих пор не получил должного признания, насколько мне известно, не только в нашей, но и в других странах. По-прежнему в практике изысканий преобладает подход, ориентированный на независимые оценки различных групп опасностей – сейсмической, гидрогеологической, инженерной, обвально-оползневой, размыва берегов и заиливания водохранилищ и т.д. Проводя изыскания для планирования строительства и землепользования, особенно когда речь идет о сооружении АЭС, крупных гидроузлов, химических, нефтегазовых предприятий и хранилищ, необходимо учитывать взаимообусловленность современных геологических процессов. Поэтому научно-технические изыскания и экспертизы, определяющие степень геологической опасности подобных проектов, должны проводиться совместно специалистами в различных областях геологии и смежных наук. И такой подход необходимо утвердить как в национальном, так и в международном масштабе.

## Л и т е р а т у р а

1. Количко А. В. О возможности прогнозирования величин современных перемещений по тектоническим разломам // Со. науч. тр. Гидропроекта. М.: Энергия, 1981. Вып. 76. С. 24-30.
2. Никонов А. А. Новейшая тектоника района Рогунской ГЭС в Таджикистане // Геотектоника. 1988. № 6. С. 113-121.
3. Халтурин В. И., Раутиан Т. Г., Саргсян Н. К., Шоманмадов А. М. Усиление макросейсмического эффекта в г. Лени-накане // Тез. докл. междунар. семинара "Спитак-88". Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1989. С. 11-13.

## Содержание

В.Г.Трифонов. Неотектоника и актуализм .....	3
В.С.Пonomарев, А.Н.Ромашов. Структурная эволюция естественных двуслойных систем и ее неотектонические аспекты .....	16
Е.И.Паталаха. О складках и складчатости .....	26
Н.В.Лукина, В.Г.Трифонов, В.И.Макаров. Корреляция тектонических событий новейшего этапа как метод изучения неотектонических процессов .....	31
Г.И.Рейснер, М.Г.Рейснер. Эндогенные режимы Европы .....	40
А.Г.Коробков, В.Г.Николаев. Ильяский разлом по данным сейсморазведки ..	48
Т.П.Иванова. Линеаментная структура и модель формирования центральной части Байкальского рифта .....	53
В.Б.Спектор. Кайнозойский хаотический комплекс и горизонтальные движения на новейшем этапе в горной системе Черского .....	62
А.И.Кожурин. Четвертичная тектоника Центральной Камчатки и некоторые общие черты неотектоники Тихоокеанского тектонического пояса ....	72
В.И.Шаров. Очаг тектонического землетрясения с позиций кинетической теории прочности твердых тел .....	78
А.К.Певнев. Деформационная модель очага сильного корового землетрясения .....	85
О.В.Соболева. Деформации земной коры при землетрясениях (на примере Гиссарской долины и ее горного обрамления, Таджикистан) .....	95
А.А.Годзиковская. Мантийные землетрясения Кавказа .....	106
В.Г.Трифонов. Стихийные бедствия в системе современных геодинамических процессов .....	III

## Contents

V.G.Trifonov. Neotectonics and uniformitarianism .....	3
V.S.Ponomaryov, A.N.Romashov. Structural evolution of natural two= layered systems and its neotectonic aspects .....	16
E.I.Patalakha. On folds and folding .....	26
N.V.Lukina, V.G.Trifonov, V.I.Makarov. Correlation of modern tectonic events as a technique of studying neotectonic processes .....	31
G.I.Reisner, M.G.Reisner. Endogenous regimes of Europe .....	40
A.G.Korobkov, V.G.Nikolayev. The Ilyak fault according to seismic sounding data .....	48
T.P.Ivanova. Lineament framework and formation model of the Baikal rift central part .....	53
V.B.Spektor. The Cenozoic chaotic complex and neotectonic horizontal movements in the Cherskiy mountain system .....	62
A.I.Kozhurin. The Quaternary tectonics of Central Kamchatka and some general neotectonic features of the Pacific tectonic belt .....	72
V.I.Sharov. The source of a tectonic earthquake from the viewpoint of the kinetic theory of strength of solids .....	78
A.K.Pevnev. Deformational model of the source of a strong crustal earthquake .....	85
O.V.Soboleva. Deformations of the Earth's crust during earthquakes (on the example of the Gissar valley and its mountain framing, Tadjikistan) .....	95
A.A.Godzikovskaya. Mantle earthquakes of the Caucasus .....	106
V.G.Trifonov. Natural disasters in system of recent geodynamic processes .....	III

Научное издание

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА  
И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ  
ТЕРРИТОРИИ СССР

Утверждено к печати

Межведомственным тектоническим комитетом

Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технический редактор Н.В. Вишневская

ИБ № 46925

Подписано к печати 29.12.89. Т-18811

Формат 70x100/16. Бумага офсетная №1. Печать офсетная

Усл.печ. л. 9,8+0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 10,5. Уч.-изд.л. 10,8

Тираж 650 экз. Тип. зак. 2266. Цена 2р.20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

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

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 р. 20 к.

5204

