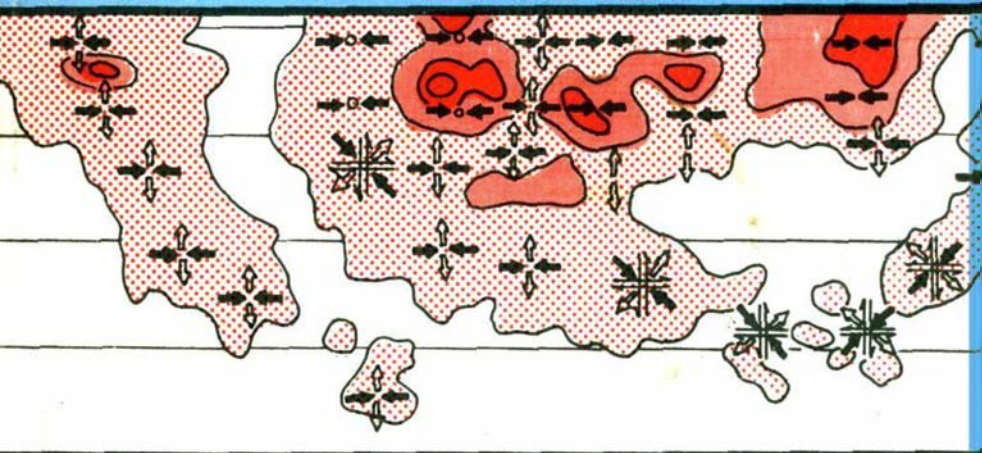


Академия наук СССР

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ



«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ
ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Ответственный редактор
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



МОСКВА
"НАУКА"
1987

Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность.— М.: Наука, 1987. — 223 с.

В книге представлены доклады XIX Всесоюзного тектонического совещания, состоявшегося в Москве в январе 1986 г. Рассмотрены проблемы голоценовой и современной тектоники, современные проявления поверхностного и глубинного тектогенеза, соотношения изостазии и современных движений литосферы, связь современных движений с сейсмичностью, геодинамические критерии сейсмической опасности. Разбираются современные поля тектонических напряжений, связь современных движений с вулканизмом, тектонические аспекты современной глубинной дегазации Земли и современного тепломассопереноса в литосфере. Сделана попытка выяснить причины современных тектонических движений.

Рецензенты: *В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Межведомственным тектоническим комитетом были подготовлены две книги, в одной из которых рассмотрены проблемы тектоники докембрия, а в другой — вопросы формирования структуры континентов в фанерозое. Настоящая книга, посвященная современной тектонической активности, естественно продолжает эти публикации и в целом освещает тектонические проблемы всех этапов структурной эволюции земной коры.

Грозные сейсмические и вулканические процессы, свершившиеся в 1985 г. (речь идет в первую очередь о катастрофическом землетрясении в Мексике и извержении вулкана Руис в Колумбии с большими человеческими жертвами), подчеркивают большую актуальность тематики книги. Затрагиваемые в ней вопросы обсуждались на XIX Всесоюзном тектоническом совещании, состоявшемся в Москве в январе 1986 г. Одна их часть носит общий характер и касается современной тектонической активности континентальных масс и океанских областей, напряженного состояния земной коры, связи с тектонической активностью сейсмических и вулканических процессов. Другая часть освещает проблемы тектонических движений и сейсмичности в пределах крупных регионов, к числу которых принадлежат Тянь-Шань, Памир, Средняя Азия в целом, Восточная и Южная Сибирь, Карпаты, Центральная Европа. Публикуемые материалы оригинальны и интересны.

Следует заметить, что современная тектоническая активность Земли — это междисциплинарная область геологии. Для ее развития необходима кооперация усилий тектонистов, геодезистов, сейсмологов, вулканологов, гравиметристов, а также физиков. На долю последних в соответствии со временем приходится использование лазерной техники для измерения скорости и направления движения масс земной коры. Точные цифровые данные о вертикальных и горизонтальных движениях и их векторах в разных областях планеты представляют особый интерес для выводов в отношении современной тектонической активности.

Книга иллюстрирует неодинаковость подхода исследователей к общим проблемам современной ("живой") тектоники, в частности это касается причин, порождающих движения, и закономерностей их проявления. Некоторые авторы подчеркивают большое значение воздействия на Землю космических сил, что, как представляется, имеет серьезное основание. Другие делают упор на эндогенные процессы в их традиционном понимании. Третьи подходят с плейт-

тектонических позиций. Так или иначе, но можно считать установленным, что среди современных движений земной коры имеется большая группа движений горизонтального направления. И здесь чрезвычайно плодотворной является концепция о тектонической расслоенности земной коры и литосферы в целом.

В предлагаемой книге представлены как существенные региональные данные по современной тектонической активности и сейсмичности, так и интересные мысли по общим вопросам, касающимся современных движений.

Академик Ю. М. Пущаровский

СЕЙСМОГЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Тектонические коровые землетрясения — геологические явления. Они четко и ясно отражают закономерные сейсмогенные тектонические процессы. Поэтому решения любых практических сейсмических задач, в том числе прогноз землетрясений и сейсмическое районирование, реально возможны и могут быть эффективны только на базе установления геолого-структурных особенностей генерации толчков на изучаемой территории.

Путь установления закономерностей сейсмогенных тектонических процессов был длительным и сложным. Еще в конце прошлого столетия гиганты геологии Э. Зюсс и И.В. Мушкетов отметили связь землетрясений с активными тектоническими разрывами, совпадение с ними наибольших разрушений и сейсмодислокаций. Однако не были определены закономерности отношений между размерами сейсмогенных структур земной коры и величинами сейсмических явлений, необходимые для решения практических сейсмических задач. Соответственно в тот период результаты исследований выражались в основном в виде карт уже происшедших землетрясений.

Геологические представления о связи сильных коровых землетрясений с активными разрывами, несмотря на их объективность, многими авторами до сих пор не признаются. Одни их отрицают, например Г.П. Горшков и Е.А. Розова [13, с. 13], другие — заменяют различными допущениями, противоречащими геологической действительности. Так, некоторые сейсмологи-инструменталисты считают очагом землетрясения инструментально определенный гипоцентр (условную точку) и из этого исходят при решении практических задач, без учета существующих сейсмогенных разрывов [37, с. 47; 30]. Высказаны утверждения, что сильные землетрясения возникают везде, где регистрируются эпицентры слабых толчков, вне зависимости от геологического строения, при этом сильные толчки якобы сами создают в месте своего разового возникновения крупные разрывы длиной в десятки и сотни километров [26, 34, 35]. Было допущено, что очагом является не активный разрыв, а некоторый объем горных пород [26, с. 3]. Есть точка зрения, что генезис землетрясений в целом еще не ясен, при этом сторонники ее неправомерно ссылаются на некоторые сильные толчки, в районе которых сейсмогенные разрывы скрыты под новейшими отложениями и сейсморазведкой не выявлялись [29, с. 6].

Перечисленные высказывания, не учитывающие геологические факты, задержали развитие науки и не привели к созданию теоретической

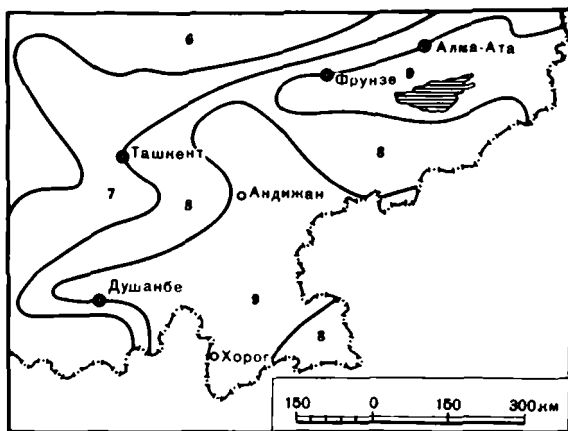


Рис. 1. Нормативная карта сейсморайонирования Средней Азии и Казахстана 1970-1981 гг.

Цифры соответствуют баллам ожидаемых сотрясений в данных зонах

базы и эффективных методов решения практических сейсмических задач, так как все они по сути исходят из единых ошибочных представлений: условия генерации сильных коровых землетрясений неопределены (хаотичны), среда же их генерации якобы однородна [14, с. 16].

Именно поэтому государственное нормативное сейсмическое районирование с 1937 по 1982 гг. проводилось в СССР, как и в других странах, сейсмологами-инструменталистами формалистически, без какой-либо исходной теории, путем картирования и соединения площадей распространения известных землетрясений или площадей скопления эпицентров, зарегистрированных за случайный недостаточный срок, в который проявилась лишь часть потенциальных очагов, существующих в природе. В результате на картах (рис. 1) [41, 43] показывались только обширные зоны сотрясений той или другой балльности, что давно считается недостаточным. Не обозначались наиболее опасные места возможного возникновения сильных землетрясений и их повторяемость. Кроме того, в пределы областей высокой балльности оказались ошибочно включены безопасные районы, что произошло в процессе формального соединения далеких друг от друга площадей известных сильных толчков или скоплений эпицентров. Вследствие необоснованности и малой информативности данные одноэлементные карты не оправдали себя. С течением времени сильные землетрясения происходили в подавляющем большинстве в местах, на картах не предусмотренных. При этом разрушались селения и города, рассчитанные на меньшую балльность сотрясений, например Ашхабад в 1948 г., Газли в 1976 и 1984 гг., Кайраккум в 1985 г. и многие другие. Недостатки данных карт обусловлены тем, что при их составлении исходили не из причин явлений, а только из непредставительных следствий — из землетрясений, зарегистрированных за случайный недостаточный срок.

Очаг и сейсмогенная зона. Положение в корне изменилось, когда втор, развивая идеи И.В. Мушкетова, в результате полевых исследований, на основе собранных фактов сформулировал в 1949—1955 гг. [5, 8, 9] следующее представление об очаге корового землетрясения: то участок поверхности активного разрыва, по которому произошло чередное сейсмогенное смещение массива горных пород данной геологической структуры. В таких участках разрыва (имеющих длину, глубину заложения и тот или другой угол наклона) выделяется основная энергия землетрясения; в их зонах на поверхности земли сотрясения достигают наибольшей силы. Кроме того, спектр и тип сейсмических колебаний различны на разных расстояниях от упомянутых участков. В зоне очага большую роль играют короткопериодные сейсмические колебания. С увеличением расстояния от него роль последних noticeably уменьшается, ведущее же значение принимают длиннопериодные колебания [31, с. 27].

Одновременно, в согласии со сказанным, автор разработал и опубликовал концепцию сейсмогенных зон (зон возможного возникновения очагов сильных землетрясений) [5, 8, 9]. Она заключается в том, что сильные толчки возникают не везде и не хаотически, а закономерно, в строгом соответствии с геологическим строением, в сейсмогенных зонах, обусловленных активными разрывами, в результате резкого смещения по ним (в их разных местах) масс горных пород геологических структур. Размер последних обуславливает в каждой зоне (и в ее звеньях) предельные величины очагов, магнитуд (энергий) и интенсивности возможных в них максимальных землетрясений. Скорость движения структур — повторяемость толчков. Очередные из них происходят во многих случаях там, где они еще не отмечались, в частности между очагами предыдущих.

Длины сейсмогенных зон различны, от десятков до тысячи и более километров. Находятся они в сейсмоактивных областях в узких контактах территорий, различающихся по скорости или направленности своих движений. Процесс возникновения в них землетрясений прерывистый. Нарушенный разрывом данный горный массив медленно движется. При этом по существенному разрыву, "временно залеченному", накапливаются тектонические напряжения. Когда они превысят силу сцепления пород, сцепление нарушается и массив резко смещается по разрыву. В итоге быстроотечно (практически мгновенно) освобождается накопленная потенциальная сейсмическая энергия. Сейсмические волны распространяются во все стороны, на земной поверхности они вызывают землетрясения. Этот процесс повторяется теми или другими временными интервалами, которые зависят от скорости движения массивов.

Закономерные зависимости. В предыдущем разделе были перечислены зависимости между активными структурными элементами земной коры и сейсмическими явлениями. Рассмотрим их подробнее.

Использованы составленные автором в поле карты изосейст 25 разрушительных землетрясений, происшедших в Средней Азии, активных структур и разрывов районов землетрясений и геологические карты соответствующих регионов. Учтены литературные данные.

Первая зависимость. В протяженной зоне сейсмогенных разрывов сильные землетрясения происходят не сразу по всему ее протяжению, а попеременно в ее разных местах, во многих случаях там, где они еще не отмечались, в частности между очагами предыдущих, т.е. в "сейсмических окнах" [9, с. 394; 6, с. 48]. Данная линейно-перемежающаяся миграция землетрясений происходит только в зонах сейсмогенных разрывов, возникших вдоль окраин крупных протяженных тектонических комплексов, в результате движения последних. Вследствие неравномерности движения данного комплекса и перераспределения в нем тектонических напряжений, составляющие его разновеликие частные сейсмогенные структуры смещаются по разрывам зоны попеременно и одновременно в ее различных местах, что и вызывает линейную перемежающуюся миграцию сильных толчков. Известны также направленная миграция и миграция по площади, которые обусловлены одновременными, но взаимосвязанными закономерными движениями частных структур [8, с. 45—46; 9, с. 396].

Примером линейно-перемежающейся миграции может служить Гиссаро-Кокшальская зона крутых сейсмогенных разрывов (взбросов) (рис. 2). Она ограничивает с юга одноименное неравномерное активное поднятие, состоящее из частных разновеликих блоковых структур. В зоне мигрируют индивидуальные землетрясения и их группы, к последним относятся Каратагская (1907 г.), Файзабадская (1943 г.) (рис. 3) и Гарм-Хайтская (1941—1949 гг.). В западном участке зоны длиной 345 км за 77 лет, с 1907 по 1987 г., произошло попеременно в ее различных местах семь сильных землетрясений. Между ними возникли "сейсмические окна". Другой пример миграции — Каракульско-Момукская зона (рис. 2).

Вторая зависимость. Длина и глубина заложения очагов, а также магнитуда (энергия) максимальных землетрясений ($M \geq 5$), возможных в этой зоне сейсмогенных разрывов (и в ее звеньях), зависят от размера — длины, ширины и глубины заложения активных структур, движения которых по разрывам обуславливают подземные толчки [5; 9, с. 421—436].

В законе сейсмотектоники настоящая фундаментальная закономерность сформулирована так: "... В данной геологической среде в активных структурах одного типа и размера возникающие в результате смещения по активным разрывам массивов горных пород максимальные для них землетрясения имеют равные по величине очаги и магнитуды" [15, 24].

Согласно сказанному, резкие смещения по разрывам разновеликих структур обуславливают генерацию землетрясений с соответствующими разновеликими очагами и различными уровнями магнитуд. В совокупности такие структуры образуют закономерные сейсмогенные тектонические ряды, которые характеризуются определенными числами [8, 18]. Последние в каждой геологической среде подлежат уточнению.

Показательным является сейсмогенный тектонический ряд в активизированной эпигерцинской платформе Гиссаро-Кокшальской горной системы. В ней резкие смещения по разрывам блоковых структур длиной 18—20, 35, 50, 75 км и более вызывают возможные для

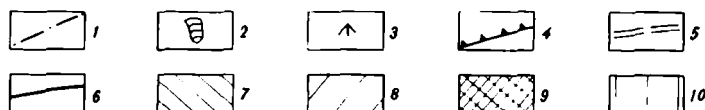
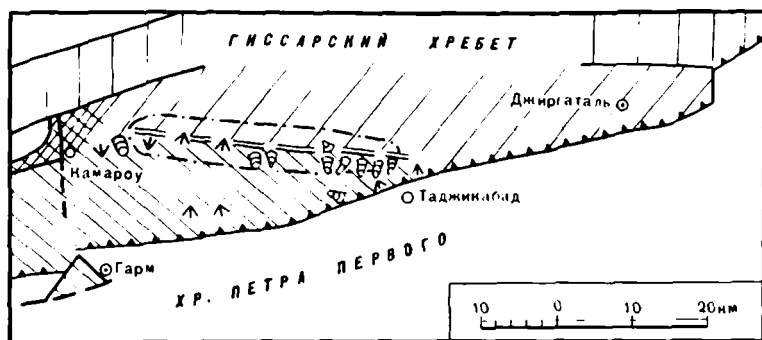


Рис. 4. Геолого-структурная схема района Гармского землетрясения 20.04.41 г. ($M=6,5$)

1 — граница плейстоценовой области (изосейста 9 баллов); 2, 3 — крупные земляные (2) и каменные (3) обвалы на горных склонах; 4 — Гиссаро-Кокшаальский активный краевой взброс (сурхобский участок); 5 — зона активных Даштихирсунских разрывов; 6 — активный разрыв; 7, 8 — Гармский (7) и Джиргаталийский (8) блоки (докембрийские и палеозойские породы); 9, 10 — другие блоки. Очаг землетрясения длиной около 35 км находился в зоне Даштихирсунских разрывов и простирался до глубины 15—20 км, образовался в результате смещения Гармского блока

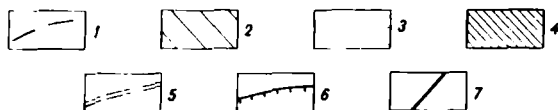
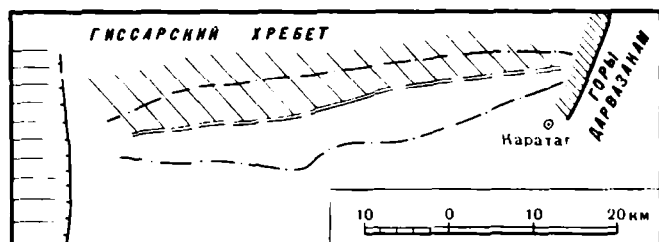


Рис. 5. Геолого-структурная схема района основного очага Каратагского землетрясения 21.10.07 г. ($M=7,3$)

1 — граница плейстоценовой области (изосейста 9 баллов); 2, 3 — Мечетлинский (2) и Сурхантауский (3) блоки (палеозойские породы), области поднятия; 4 — субмеридиональные Дарвазакские структуры; 5 — система активных Мечетлинских разрывов (взбросов); 6 — Сурхантауский активный взброс; 7 — Дарвазакский крутой активный разрыв. Очаг имел длину около 50—52 км, находился в зоне Мечетлинских разрывов, простирался на глубину до 25—39 км, образовался в результате смещения Мечетлинского блока по взбросу, ограничивался субмеридиональными Дарвазакским и Сурхантауским разрывами

них максимальные землетрясения приблизительно с такими же длинами очагов и магнитудами 6; 6,5; 7,3; 7,5 и более. Это, например, землетрясения Файзабадское 1943 г. (см. рис. 3), Гармское 1941 г. (рис. 4), Каратагское 1907 г. (рис. 5) и Хаитское 1949 г. (рис. 6).

Смещение по активному разрыву в хребте Кокшаал-Тау (в Китае) Майдантагского блока, длиной около 260 км, обусловило Кашгарское землетрясение 1902 г. с немного меньшей длиной очага и $M > 8$ (см. рис. 2). Другой блок земной коры, длиной около 270 км, сдвинувшийся резко по разрыву на 9 м и поднявшийся на 3 м, вызвал в Монголии в 1957 г. Гоби-Алтайское землетрясение с такой же длиной очага и $M > 8$ (рис. 7) [2]. По древним сейсмодислокациям установлено, что в Гоби-Алтайском хребте сильные землетрясения возникали ранее систематически. Последнее относится и к другим сейсмогенным структурам.

Третья зависимость. Частота повторения землетрясений в зоне обусловлена скоростью движения массивов горных пород и соответствующего накопления тектонических напряжений по разрывам, необходимых для следующих сейсмогенных смещений именно этих массивов. В одних зонах, например длиной до 1000 км за 100 лет, происходит весьма мало сильных землетрясений, в других — до десятка, в третьих — до нескольких десятков.

Новое мировоззрение. Создание понятия "сейсмогенные зоны" и установление закономерных взаимосвязей между активными структурными элементами земной коры и сейсмическими явлениями привели к принципиально новому мировоззрению в сейсмологии. Представления о неопределенности (хаотичности) условий генерации сильных толчков были заменены их закономерным порядком, наличием в природе объективной системы причинно-следственных (качественно-количественных) отношений между активными геологическими структурами и сейсмическими явлениями. Данные отношения составили исходную теорию для кардинально нового, генетического, подхода в решении практических сейсмических задач, в частности для прогноза землетрясений и сейсмического районирования. Появилась возможность решать эти вопросы со знанием существа дела, исходя из анализа местных причин сейсмических явлений.

Сейсмические характеристики изучаемой территории стали определяться путем установления зон сейсмогенных разрывов, а по размерам структур, которые смещаются по ним, — следующие элементы вероятных в зоне максимальных для нее землетрясений, в том числе там, где они еще не отмечались: размер очага (длина и глубина заложения), его простирание, магнитуда, интенсивность (балльность) сотрясения в зоне и ширину полос распространения сотрясений определенных баллов в стороны от зон, возможные сейсмодислокации; также повторяемость и вероятную очередность землетрясений в зоне по скорости движения структур и историческим сейсмическим материалам. Исходными данными стали карты: активных геологических структур и разрывов, землетрясений, механизма очагов, геофизические — по глубинному строению, геоморфологические и другие, отражающие современные сейсмогенные тектонические процессы. Упомянутые различные данные, взятые отдельно, не пригодны для реше-

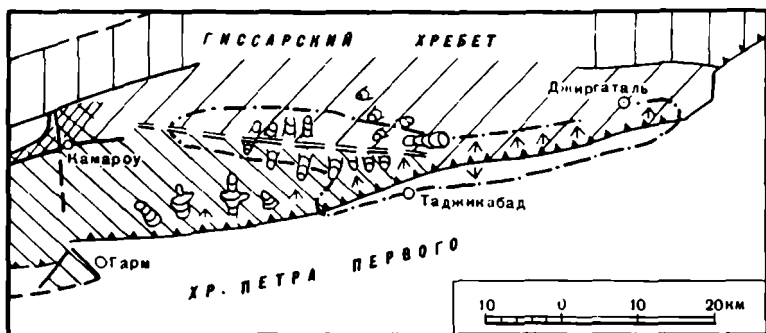


Рис. 6. Геолого-структурная схема района Хайтского землетрясения 10.07.49 г. ($M=7.5$)

Условные обозначения см. на рис. 4. Очаг землетрясения имел длину около 70 км, находился в зонах Гиссаро-Кокшаальского и Даштихирсунского разрывов и простирался в глубину не менее 20–30 км, образовался в результате смещения Джиргаталя и части Гармского блоков

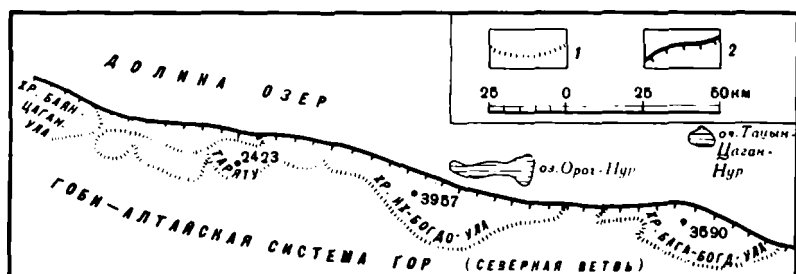


Рис. 7. Геолого-структурная схема района Гоби-Алтайского землетрясения 4.12.57 г. ($M=8.3$), по Н.А. Флоренсову, В.П. Солоненко и Н.А. Логачеву

1 – контуры возвышенностей, образующих северную цепь Гоби-Алтайской горной системы (палеозойские породы); 2 – Долиноозерский глубинный сейсмогенный разлом (взбросо-сдвиг). Очаг землетрясения располагался на поверхности Долиноозерского разлома, имел длину около 270 км и простирался от поверхности в глубину до нескольких десятков километров. На висячем южном крыле разлома произошли многочисленные сейсмодислокации различных типов

ния поставленных нами задач. Они эффективны только в комплексе, с учетом истории развития геологических структур.

В результате применения данного подхода сейсмическая опасность подробно дифференцировалась, что привело к качественной (революционной) перестройке сейсмического районирования, к созданию принципиально нового типа карты сейсморайонирования (многоэлементной) и сеймотектонического метода ее составления [5, 6, 9, 14]. Определяющим элементом на карте стали сейсмогенные зоны, т.е. зоны возможного возникновения очагов землетрясений. Другие элементы карты характеризуют сейсмические проявления, ожидаемые в каждой зоне, нами они ранее упоминались. В целом произошла коренная реформа сейсморайонирования.

Первоначальные карты нового типа. Первоначальная карта нового типа масштаба 1:1000000 составлена автором для территории Гармской области Таджикистана в 1948 г. [5, с. 51 и 57] (рис. 8). По-

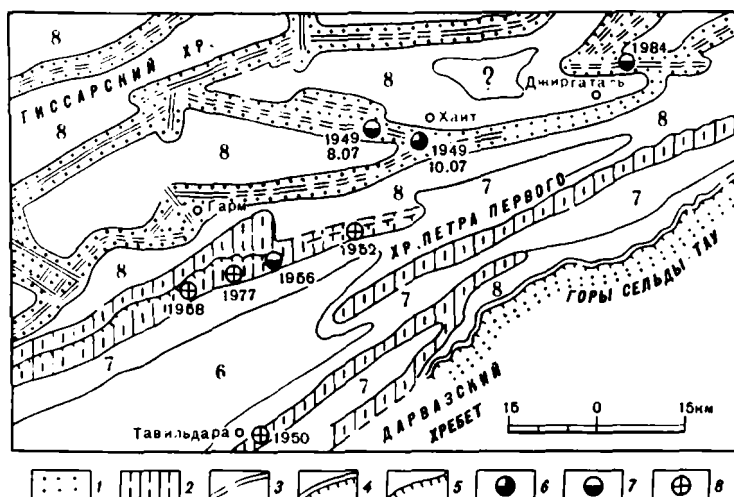


Рис. 8. Карта сейсмического районирования Гармской области Таджикской ССР. Составлена И.Е. Губиным в 1948 г.

1, 2 — эпицентральные (т.е. сейсмогенные) зоны возможного возникновения очагов землетрясений, максимальных до 8—9 баллов, в областях развития пород: 1 — палеозойских, 2 — мезозойских и третичных; 3 — крутой активный разрыв; 4 — Каракульско-Момукский активный взброс; 5 — активный надвиг; 6—8 — макросейсмические эпицентры землетрясений соответственно 10—9, 8 и 7 баллов, происшедших после публикации карты и работы автора 1947 г. [4]. Цифры на карте-области распространения сотрясений указанной балльности

казанные на ней сейсмогенные зоны отражают активные разрывы и обусловившие их структуры. В пределах Гиссарского хребта — это блоковые структуры палеозойских пород, разделенные крутыми разрывами, крупнейшие блоки — глубинными разломами, в хребте Петра Первого — сложные поверхностные складки из мезозойских и третичных осадочных слоев, дисгармоничные к субстрату, заложенные на глубину от 4 до 5—6 км. Они нарушены поверхностными разрывами.

В сейсмогенных зонах карты указана величина интенсивности возможных в них максимальных землетрясений, в стороны от зон показаны области ожидаемого распространения сотрясений определенных баллов. В объяснительной записке к карте [5] сообщено, что в Гиссарском хребте смещения по разрывам блоковых структур длиной 40 км и более вызывают максимальные для них землетрясения с такими же длинами очагов, с глубиной заложения до 20—30 км, с большей силой в очагах и интенсивностью сотрясений до 9 и более баллов. Допущена возможность более крупных и сильных толчков. Меньшие блоки обуславливают толчки с меньшими очагами и силой. В структурах хребта Петра Первого возникают только меньшие толчки — по силе, длинам очагов и глубинам их заложения, что соответствует малым размерам и глубинам заложения структур, их обуславливающих. Длины отмеченных выше очагов определялись по протяженности плейстосейстовых областей [5; 9, с. 385].

Большая частота повторения землетрясений в краевой южной части Гиссарского хребта и малая в его срединных районах объяснены различиями в скорости тектонических движений — она много более в окраинах хребта [5, с. 51].

На нормативной карте сейсморайонирования Средней Азии 1970—1981 гг. [41] (см. рис. 1) вся Гармская область целиком отнесена к возможным девятибалльным сотрясениям. В действительности же сейсмическая опасность в области весьма дифференцирована, как мы показали на карте 1948 г. Природа апробировала эту дифференциацию. С 1948 по 1985 гг., т.е. за 37 лет, в Гармской области возникло восемь сильных землетрясений, все в заранее установленных узких сейсмогенных зонах в целом с предусмотренными характеристиками. Их макросейсмические эпицентры показаны (см. рис. 8). Рассмотрим два случая.

Первый случай. В северной части Гармской области, в Гиссарском хребте, в районе пос. Хаит и севернее его находится Джиргатальский блок длиной около 75 км, ограниченный с юга и юго-запада зоной глубинных сейсмогенных разрывов (см. рис. 6). В согласии с этой геологической обстановкой в данной зоне 10.07.49 г. возникло Хаитское землетрясение с длиной очага около 70 км и глубиной его заложения 20—30 км ($M=7,5$ и $I_0=9-10$). Возможность именно таких землетрясений допускалась в подобных условиях Гиссарского хребта [4, 5].

Второй случай. Исходя из условий линейно-перемежающейся миграции землетрясений, автор в 1960 г. сообщал, что в северо-восточной части Гармской области, в южных предгорьях Гиссарского хребта, очередной значительный толчок следует ожидать в долинах нижнего течения р. Кызылсу [9, с. 399], т.е. в Джиргатальском районе. В последнем, немного севернее Джиргаталья, находится геологический блок длиной 21—22 км, нарушенный широтным Долона-Домбрачинским сейсмогенным разрывом (взбросом)¹ такой же длины (см. рис. 8). В данных условиях, как тогда же было установлено [9, с. 389], возникают максимальные землетрясения с магнитудой немного более 6. Через 24 года, 26.10.84 г. по упомянутому разрыву действительно возникло Джиргатальское землетрясение с длиной очага около 22 км, $M=6,2-6,3$ и $I_0=8$. В этом случае были предусмотрены конкретное место очередного сильного толчка, длина и простираие его очага, а также величина магнитуды и интенсивности.

В 1960 г. автор опубликовал карту сейсморайонирования нового типа территории Таджикистана и смежных районов масштаба 1:2000000 [9]. В ее сейсмогенных зонах даны характеристики ожидаемых в них максимальных землетрясений много полнее, чем на карте 1948 г. [5]. Они включают размеры вероятных очагов (длина, глубина заложения и наклон), простираие очагов, величины магнитуд и интенсивность сотрясений в каждой зоне, частоту их повторения, места вероятных сейсмодислокаций, а также ширину полос распространения сотрясений определенных баллов в стороны от различных сейс-

¹ Взброс установлен автором в 1935 г. [3, с. 26].

могенных зон. В последующие годы на закартированной территории произошло много сильных землетрясений, все они возникли в узких сейсмогенных зонах в целом с предусмотренными характеристиками. Отметим показательный случай.

К числу важнейших сейсмогенных зон Таджикистана относится Каракульско-Момукская, обусловленная одноименными долгоживущими глубинными разрывами (взбросами), ограничивающими с севера Памиро-Кульнунское активное поднятие (см. рис. 2). Последнее представлено разновеликими блоковыми структурами из палеозойских пород. На территории СССР упомянутую цельную зону глубинных разрывов установил в 1935—1950 гг. автор [6, с. 21; 3], на территории Китая — Н.А. Беляевский [9, с. 27]¹.

До 60-х годов в районах зоны отмечались лишь слабые толчки [11, с. 186]. Все же, учитывая геологическую обстановку и огромный размах четвертичных движений по разрывам зоны, автор в 1960 г. нашел, что сейсмогенность зоны находится во временном спаде, который в неизвестный нам срок сменится периодом высокой активности, будут возникать землетрясения гиссарского типа [9, с. 429]. Последние достигают M от 6 до 7,5 (в зависимости от размера сейсмогенных блоков), имеют интенсивность 8—9 баллов, длины очагов от 20 до 70 км, глубины их заложения до 20—30 км, количество афтершоков велико [9, с. 429, 389].

Через 14 лет в зоне действительно наступил период высокой активности. С 1974 г. по 1985 г. в участке зоны длиной 350 км за 11 лет возникло пять землетрясений (см. рис. 2) с предусмотренными магнитудами, длинами очагов, глубиной их заложения и простираения, интенсивностью и большим количеством афтершоков: Маркансуйское 1974 г., Момукское 08.10.78 г., Заалайское I 01.11.78 г., Заалайское II 1983 г. и Западно-Кульнунское 1985 г. Эти события еще раз подтвердили связь очагов сильных землетрясений не только с давно живущими активными разрывами, но и с их наклонами в глубине [23], а также линейно-перемежающуюся миграцию землетрясений.

Карты сейсморайонирования нового типа Гармской области 1948 г. и Таджикистана 1960 г. послужили образцами для карт сейсморайонирования этого же типа, опубликованных в дальнейшем автором и его коллегами сейсмогеологами для 17 других геологически разнородных территорий, в частности для Вьетнама и части Индии [21]. К их числу относится карта Восточного Узбекистана, опубликованная в 1976 г. Р.Н. Ибрагимовым (рис. 9) [25]. Показанные на ней сейсмогенные зоны четко отражают сейсмогенные тектонические процессы региона, особенно зоны, установленные по окраинам прогибающейся Ферганской депрессии в контактах с примыкающими поднятиями. После публикации карты за последующие 9 лет, с 1976 по 1985 гг., в Восточном Узбекистане произошло восемь сильных землетрясений, все они возникли в заранее установленных узких сейсмогенных зонах, обуслов-

¹ В недавние годы М.М. Кухтиков и А.А. Никонов переименовали эту зону в Дарваз-Каракульскую, не приведя каких-либо аргументов, и потому переименование не является оправданным.

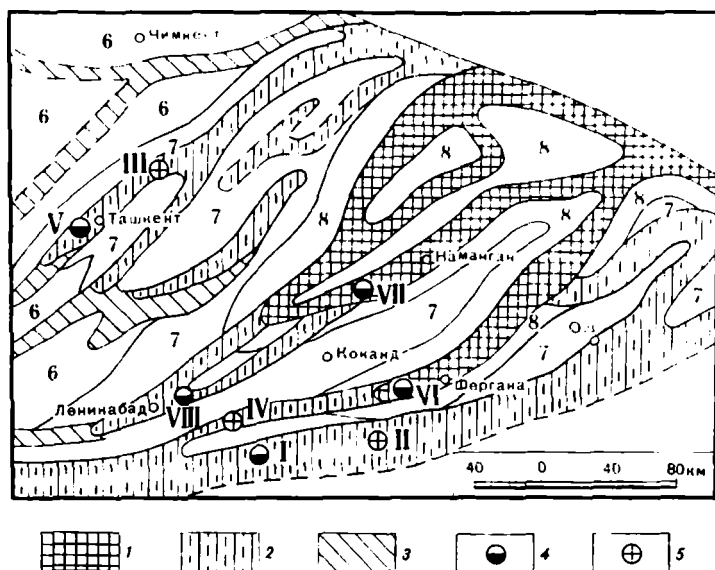


Рис. 9. Карта сейсмического районирования Восточного Узбекистана. Составлена Р.Н. Ибрагимовым в 1976 г. [25]

1—3 — сейсмогенные зоны, возможные генерация и распространение землетрясений, максимальных: 1 — $I_0 = 9$ ($M = 7.5$), 2 — $I_0 = 8$ ($M = 6.5$), 3 — $I_0 = 7$ ($M = 5.5$); 4, 5 — макросейсмические эпицентры сильных землетрясений, возникших после публикации карты: 4 — $I_0 = 8$, 5 — $I_0 = 7$. Арабские цифры на карте — области распространения сотрясений указанной балльности в стороны от сейсмогенных зон. Римские цифры — индексы землетрясений: I — Исфара-Баткенское 31.01.77 г. ($M = 6.4$, $h = 20$); II — Хайдарканское 3.07.77 г. ($M = 5.7$, $h = 15$); III — Таваксайское 12.10.77 г. ($M = 5$, $h = 15$); IV — Конибадамское 11.07.80 г. ($M = 5.3$, $h = 15$); V — Назарбекское 11.12.80 г. ($M = 5.5$, $h = 10$); VI — Чиминское 6.05.82 г. ($M = 5.7$, $h = 15$); VII — Папское 18.02.84 г. ($M = 5.6$, $h = 15$); VIII — Кайрак-кумское 13.10.85 г. ($M = 6.1$, $h = 15$)

ленных разрывами, в целом с предусмотренными характеристиками, в местах, где ранее такие толчки не отмечались, причем в согласии с линейно-перемежающейся миграцией. Сильнейшее из них Исфара-Баткенское землетрясение 31.01.77 г. ($M = 6.4$, $I_0 = 8$). Оно было обусловлено смещением блока земной коры длиной около 33 км, очаг такой же длины был заложен до глубины 20—25 км [18, 27, рис. 13].

Отметим также карту нового типа для Юго-Западной Туркмении, опубликованную автором в 1954 г. [7, с. 241]. В ее пределах была установлена, кроме прочих, Челекен-Монжуклинская сейсмогенная зона, обусловленная разрывами, нарушающими третичные и четвертичные отложения куполовидных структур: Сыртланли, Кумдаг, Небитдаг и др. Генерация сильных толчков в зоне упомянутых структур была неизвестна, все же автор, исходя из принципов генетического сейсморайонирования и анализа местных структур, допустил возможность генерации в зоне толчков с интенсивностью до 8—9 баллов [7, с. 240]. Через 30 лет в зоне возникли землетрясения: Кумдагское 14.03.83 г. ($M = 5.6$, $I_0 = 8$ —9) [1] и Небитдагское (Бурунское) 22.02.84 г. ($M = 5.75$, $I = 8$). Оба сопровождались разрывными сейсмодислока-

циями, вытянутыми вдоль срединной части зоны, где находятся ведущие разрывы зоны.

Значение карт нового типа. Подытожим сейсмические проявления, происшедшие на всех разнородных территориях, для которых были опубликованы карты сейсморайонирования нового типа много-элементные [21]. В них с 1949 по 1986 гг., т.е. за 36 лет, произошло 23 разрушительных землетрясения [10, 17]. Все они возникли в заранее установленных узких сейсмогенных зонах, обусловленных активными разрывами, в целом с предусмотренными характеристиками, в местах, где ранее сильные толчки не отмечались. Эти осуществленные прогнозы уникальны, они стали возможны только потому, что исходили из установленных закономерностей сейсмогенных тектонических процессов. Итак, жизнь и практика подтвердили правильность концепции сейсмогенных зон и закономерных связей между активными структурными элементами земной коры и землетрясениями. Иначе говоря, была апробирована теория, использованная нами для решения практических сейсмических задач и сейсморайонирования.

Вместе с тем жизнь апробировала также собственно карты сейсморайонирования принципиально нового типа. До их создания в 1948 г. [5] ни у кого не появлялось даже и мысли о показе на картах зон возможного возникновения очагов землетрясений, а в каждой зоне — величин ожидаемых максимальных очагов, магнитуд и интенсивности землетрясений, их повторяемости, вероятности сейсмодислокаций, а также полос определенной ширины распространения сотрясений той или другой балльности в стороны от сейсмогенных зон. Показ на карте перечисленных элементов сразу же дал возможность строительным организациям: 1) выбирать наиболее благоприятные участки для строительства, принимая во внимание, что в сейсмогенных зонах сотрясения бывают сильнейшими и в ряде случаев происходят сейсмодислокации; 2) при расчете сейсмостойкости сооружений учитывать интенсивность сотрясений, возможную именно в местах строительства в зависимости от расстояния до сейсмогенной зоны, а также энергию (магнитуду) ожидаемых толчков и их повторяемость; 3) организовывать прогноз типов и параметров ожидаемых максимальных сейсмических колебаний на строительной площадке в зависимости от расстояния до сейсмогенной зоны и характера разрывов, их обуславливающих.

В целом карты нового типа привели к действительной интеграции науки с производством [32, с. 116; 36, с. 123]. Поэтому революция, происшедшая в сейсморайонировании, стала необратима. В 1972 г. научно-технический совет Госстроя СССР и МСССР при Президиуме АН СССР вынесли постановление о необходимости показывать на нормативных картах сейсморайонирования дифференцированные зоны возможного возникновения очагов землетрясений [26, с. 1]. В решении всесоюзного совещания "Детальное сейсмическое районирование" 1977 г. сказано то же самое, зоны названы сейсмогенными [33].

Во исполнение сказанного в 1982 г. была опубликована первая Государственная нормативная карта сейсмического районирования

территории СССР нового типа масштаба 1:20 000 000, утвержденная Госстроем СССР [42]. На ней показаны зоны возможного возникновения очагов катастрофических землетрясений ($M \geq 7.1$, $I_m \geq 9$), повторяемость сотрясений в них и вероятность сейсмодислокаций. Все данные зоны, обусловленные активными разрывами, заимствованы из карт сейсморайонирования нового типа, ранее опубликованных автором и его коллегами: Центральнопамирская, Каракульско-Момукская, Гиссаро-Кокшаальская, Северо-Тянь-Шаньская и Предбалханская из [7, 9, 11, с. 186], Чаткало-Ферганская из [25], Восточной Сибири (Прибайкалья) из карт, составленных под руководством В.П. Солоненко [38, 40]¹.

Новые задачи. На нормативной мелкомасштабной карте сейсморайонирования 1982 г. не показаны существующие в природе многочисленные меньшие сейсмогенные зоны, в которых возникают землетрясения с M от 5,5 до 7. Такие землетрясения происходят гораздо чаще, чем землетрясения с $M \geq 7.1$, и в совокупности обуславливают много больше разрушений. Этот недостаток устраним. С помощью сеймотектонического метода можно составлять детальные карты сейсморайонирования различного масштаба, в том числе среднего и крупного (1:1 000 000 и 1:200 000) [33], с выделением на них всех сейсмогенных зон различного значения, существующих на изучаемой территории с их различными характеристиками, нами ранее перечисленными. На картах крупного масштаба в сейсмогенных зонах показываются дифференцированные сейсмогенные разрывы. Способ составления таких карт детально разъяснен [14]. Представленные на них возможные многообразные сейсмические проявления необходимы для учета при планировании и проектировании строительства, особенно электростанций, в том числе АЭС. После 1949 г. [5] наши технические возможности возросли и стало возможно создание таких карт различного масштаба с более подробными характеристиками ожидаемых землетрясений [9]. Отметим также детальную карту сейсморайонирования района зоны БАМ [39], утвержденную Госстроем СССР, составленную под руководством В.П. Солоненко.

Подчеркнем, что создание карт сейсморайонирования нового типа любого масштаба возможно только при новом сейсмогенетическом мышлении, исходя из концепции сейсмогенных зон и закономерных связей между размерами сейсмогенных геологических структур и величинами землетрясений, на базе специально устанавливаемых местных сейсмогенных тектонических процессов и истории их развития. Ученые, думающие иначе, по-старому, сторонники использования только сейсмических или каких-либо других данных, без анализа конкретных местных сейсмогенных тектонических процессов, составлять объективные карты сейсморайонирования не могут, что давно

¹ После разработки автором концепции зон возможного возникновения очагов сильных землетрясений, т.е. сейсмогенных, некоторые ученые, вслед за В.И. Буна [37, с. 4], стали называть их без ссылок "зоны ВОЗ", как якобы ранее неизвестные. Термин "сейсмогенная зона", в понимании его автором, в последние годы широко применяется в США и других странах.

показала практика [16, 19, 22]. Известно, что нормативное сейсмическое районирование прошлого, исходящее только из сейсмических данных, в течение 45 лет, с 1937 по 1981 г., топталось на одном месте. На периодически переиздаваемых картах показывался только один элемент — зоны сотрясений определенных баллов, без каких-либо принципиальных изменений.

Перевод сейсмических исследований на геологические рельсы сразу же вывел сейсморайонирование из тупика и привел к созданию многоэлементной карты и сеймотектонического метода ее составления. По существу возникло новое сеймотектоническое научное направление, открывшее широкие перспективы для развития дела путем дальнейшего изучения сейсмогенных зон, в том числе взаимосвязей между характеристиками структурных элементов земной коры и особенностями сейсмических проявлений в различных геологических средах, выражая их численно, количественно [4; 11, с. 184; 19, 22]. Для организации этих принципиально новых исследований требуются высококвалифицированные специалисты нового профиля — сеймотектонисты, имеющие опыт полевых геолого-структурных и макросейсмических исследований, и соответствующие отделы в институтах. Только они могут эффективно составлять многоэлементные карты сейсморайонирования, ныне требуемые практикой.

С каждым годом объем и сложность строительства в сейсмоактивных областях увеличиваются, также увеличиваются требования к качеству, информативности и масштабу карт сейсмического районирования. В этих условиях мы не имеем права терять время. Отметим следующие возникшие первоочередные задачи.

1. Составление крупномасштабных нормативных карт сейсморайонирования нового типа на базе специально создаваемых карт активных геологических структур и сейсмогенных разрывов (с глубинными разрезами) [12, с. 24; 14] для районов важнейших строек.

2. Проведение инструментальной записи сильных землетрясений в геологически разнородных сейсмогенных зонах для дифференциации последних по особенностям сейсмических колебаний, в них возникающих, что необходимо для решения практических сейсмических задач [31, 14, с. 23].

3. Установление параметров возможных максимальных сейсмических колебаний на строительных площадках в зависимости от расстояния до сейсмогенных разрывов и типа последних. Это важнейшее современное требование строителей необходимо для расчета сейсмостойкости крупных сооружений [14, 31, 32, 36].

4. В связи с увеличениями на нормативных картах во многих районах интенсивности ожидаемых землетрясений следует приводить в соответствие с этими увеличениями сейсмостойкость зданий и сооружений, ранее выстроенных, см., например, [13, с. 6—15]. Это важная безотлагательная проблема, предложенная нами еще в 1960 г. [9, с. 411]. Также необходимо проверять качество строительства сейсмостойких зданий и сооружений в районах ожидаемых сотрясений 7 баллов и больше. В 1986 г. в Кишиневе некачественные сейсмостойкие строения разрушились при толчке предусмотренной интенсивности [28].

5. Многолетние дорогостоящие поиски предвестников времени землетрясений, проводившиеся в нашей стране в отрыве от геологических данных, были безуспешны. Представляется, что более перспективными окажутся специально направленные исследования геологически разнородных сейсмогенных зон, режима тектонических движений в них и вероятных изменений геолого-геофизических факторов. Наиболее перспективные объекты — "сейсмические окна" в зонах. Они первый реальный шаг в сторону прогноза конкретного места и времени очередного сильного землетрясения [14, с. 25; 19, 20, 22].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаргазов Д., Годинский Г.Л., Курбанов М.К. и др. Исследование Кумдагского землетрясения 14 марта 1983 г. // Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1984. N 1. С. 71—76.
2. Гоби-Алтайское землетрясение (1957 г.) Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
3. Губин И.Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.: Гос. изд-во геол. лит.-ры, 1940. 46 с.
4. Губин И.Е. Тектоника и распределение эпицентров разрушительных землетрясений в Таджикистане // Сообщ. Тадж. фил. АН СССР. 1947. Вып. 1. С. 24—26.
5. Губин И.Е. Землетрясения в Гармской области // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1949. N 8 (135). 96 с.
6. Губин И.Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования // Там же. 1950. N 13 (140). 60 с.
7. Губин И.Е. О сейсмическом районировании Юго-Западной Туркмении. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. N 3. С. 223—243.
8. Губин И.Е. О глубинном геологическом строении территории Гармской области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30, N 4. С. 25—48.
9. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
10. Губин И.Е. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования // Геотектоника. 1974. N 6. С. 29—40.
11. Губин И.Е. О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 181—195.
12. Губин И.Е. О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами // Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976. С. 6—25.
13. Губин И.Е. Геология и землетрясения // Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978. С. 5—25.
14. Губин И.Е. О детальном сейсмическом районировании // Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980. С. 5—26.
15. Губин И.Е. Закон сейсмотектоники и его значение // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, N 5. С. 1216—1220.
16. Губин И.Е. Сейсмотектоника и сейсморайонирование // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 9—23.
17. Губин И.Е. Результаты генетического сейсморайонирования (долгосрочного прогноза сейсм.) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 286, N 5. С. 1178—1181.
18. Губин И.Е. Сейсмогенные тектонические ряды // Там же. 1984. Т. 279, N 2. С. 426—429.
19. Губин И.Е. Отчего бывают землетрясения? // Известия. 1985. 3 окт. С. 4.
20. Губин И.Е. Миграция землетрясений и цепная реакция возникновения очагов // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, N 5. С. 1190—1193.
21. Губин И.Е. Динамика тектонических процессов и их разрушительные последствия. Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 194—210.
22. Губин И.Е. Прогнозируемы ли землетрясения? // Известия. 1986. 31 янв. С. 4.
23. Губин И.Е., Балакина Л.М. Механизм очагов землетрясений Заалайского хребта // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, N 5. С. 1186—1189.

24. Закономерность связи магнитуды (энергии) тектонических коровых континентальных землетрясений с размерами и типами сейсмогенных геологических структур: (Закон сейсмотектоники Губина) // Сообщ. Госкомизобретений СССР. ест. АН СССР. 1986. N 2.
25. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Восточного Узбекистана и сейсмическое районирование // Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976. С. 48 - 72.
26. Карта сейсмического районирования СССР. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка / Под ред. М.А. Садовского. М.: Наука, 1984. 32 с.
27. Кнаф В.И., Кузнецов М.П., Нурманбетов К. и др. Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1981. 70 с.
28. Кондратов Э. Испытание на стойкость // Известия. 1986. 27 сент. С. 4.
29. Медведев С.В. Карта сейсмического районирования территории СССР // Тр. ИФЗ АН СССР. 1957. N 1 (168). С.6.
30. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
31. Поляков С.В. Последствия сильных землетрясений. М.: Стройиздат, 1978. 311 с.
32. Поляков С.В., Жаров В.М. Требования к карте сейсмического районирования страны в связи с задачами проектирования сооружений // Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука. 1978. С. 115—120.
33. Решение Всесоюзного совещания "Детальное сейсмическое районирование". М.: ИПКОН АН СССР, 1977. 14 с.
34. Ризиченко Ю.В., Горбунова И.В. О методах построения карт сейсмической активности Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 71 - 82.
35. Ризиченко Ю.В., Нерсесов И.Л. К разработке основ количественного метода сейсморайонирования // Бюл. Совета по сейсмологии. АН СССР. 1960. N 8. С. 36 - 59.
36. Савинов О.А. Сейсмогенные разрывы и оценка сейсмической опасности на участках строительства плотин // Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978. С. 121—125.
37. Сейсмическое районирование территории СССР / Под ред. В.И. Бунз, Г.П. Горшкова. М.: Наука, 1980. 306 с.
38. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Под ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1986. 220 с.
39. Солоненко В.П. Сейсмические условия зоны строительства БАМ Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1981. 47 с.
40. Солоненко В.П., Голенецкий С.Н., Зорин Ю.А. и др. Восточная Сибирь // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 211—227.
41. Строительные нормы и правила. Ч. II, разд. А, гл. 12. Строительство в сейсмических районах. Приложена карта сейсмического районирования территории СССР. М.: Стройиздат, 1970. 47 с.
42. Строительные нормы и правила. Ч. II, разд. 7, гл. 7. Строительство в сейсмических районах. Приложена карта сейсмического районирования территории СССР. М.: Стройиздат, 1982. 49 с.
43. Lomnitz C. Global tectonics and earthquake risk. N.Y.: Elsevier, 1974. 320 p. Given the map of seismic zoning of USA.

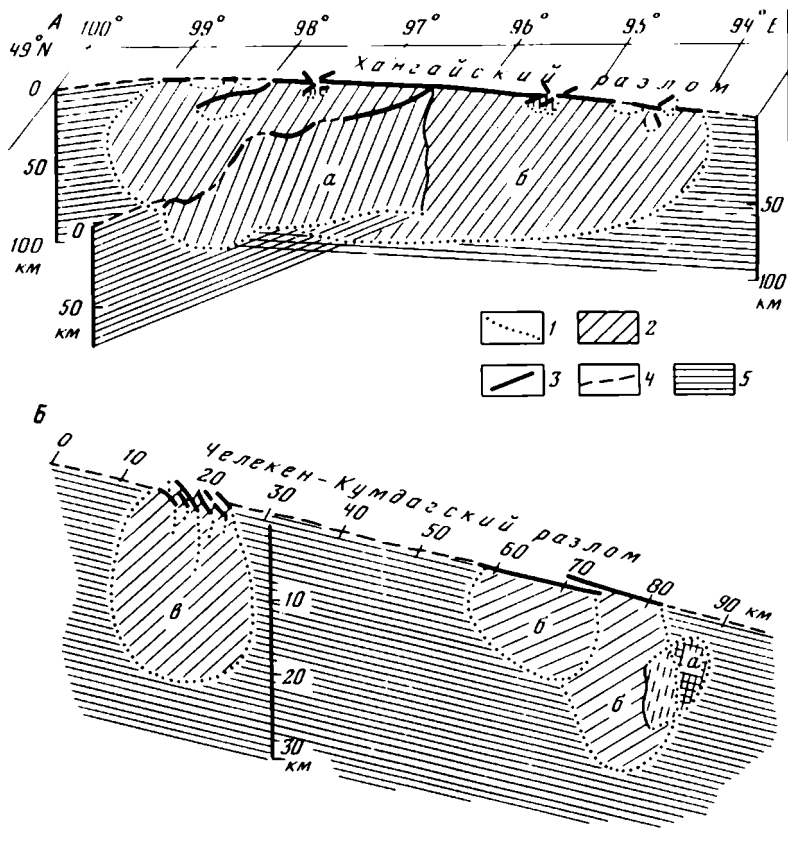
СЕЙСМИЧНОСТЬ КАК ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Никто не сомневается сейчас в теснейшей связи сейсмичности с тектоникой. Однако исследование характеристик этой связи остается во многом на уровне простейших предположений. Нет ясности в вопросе вмещения очагов в геологические структуры, неизвестен уровень вклада сейсмичности в общий тектонический процесс. Порой неправильно или неточно воспринимается геологический смысл таких параметров, как магнитуда или механизм очага. Геологами почти забыты реальные размеры очагов землетрясений: на любых, даже самых авторитетных и самых крупномасштабных картах разломной тектоники землетрясения изображаются аструктурными пунсонами. Такое положение, к счастью, начало меняться в последние годы, и это является предметом настоящей публикации.

Сейсмичность — процесс прерывистый, тектогенез — непрерывный. Следует поэтому вначале рассмотреть в отношении к тектогенезу отдельные элементы или фазы сейсмичности — индивидуальные очаги землетрясений, а затем уже перейти к анализу пространственно-временных совокупностей сейсмических очагов.

Очаг землетрясения как структура. Очаг землетрясения есть область быстрого перехода некоторого объема среды из одного квазиустойчивого состояния в другое. Этот переход сопровождается трансформацией определенной порции потенциальной энергии упруго деформированной среды в кинетическую и тепловую. Физические законы требуют, чтобы в излучающем очаге присутствовала ограниченная область быстрых разрывных разнонаправленных смещений. Эту область и можно считать очагом землетрясения.

Как правило, приуроченность очагов к известным разломам несомненна. Примером могут в первую очередь служить случаи, когда разрыв в очаге выходит на поверхность Земли (рис. 1). Часто приуроченность ясна и для землетрясений с погребенными очагами. В отдельных случаях очаг не удастся отождествить с какой-либо крупной структурой. К сожалению, опубликованные и фондовые материалы дают не всегда вполне согласующиеся, а иногда и просто противоречивые данные о положении глубинных элементов разрывной тектоники (районы очагов Дагестанского землетрясения 1970 г., Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. и др.). Трудности возникают и при экстраполяции геологических данных вглубь (за счет ветвления разломов вверх, выполаживания их книзу, послонного несогласия разломов и т.п.). Примером могут служить две интерпретации возможного положения очага Красноводского землетрясения 1895 г. (рис. 2). Однако эти трудности не дают никаких оснований для того, чтобы считать возможным существование "безразрывных" сейсмических очагов.



1. Примеры очагов землетрясений с известным тектоническим положением в разрезе А - монгольские землетрясения 1905 г., реконструкция автора по [6]: а - Цецерлегское землетрясение 9.07.05 г., $M=7.6$ (форшок), б - Болнайское землетрясение 23.07.05 г., $M=8.3$ (основной толчок); Б - западнотуркменские землетрясения 1983 - 1984 гг., реконструкция автора по [5.7]: а - землетрясение 14.03.83 г., 11 ч 55 мин, $M=5.3$ (форшок), б - Кумдагское землетрясение 14.03.83 г., 12 мин, $M=5.6$ (основной толчок, двойной очаг), в - Бурунское землетрясение 22.02.84 г., $M=5.9$. 1 - примерная граница зоны разрыва в толще коры; 2 - поверхность разрыва; 3 - ход разрывов (основного и опоряющих) на поверхность; 4 - положение не ожившей части разрыва на поверхности Земли; 5 - поверхность тектонического разрыва, не ожившая при данных землетрясениях

Вопреки бытующему среди части геологов мнению, нельзя предвидеть себе внезапное механическое смещение блока без разрывных движений на одной или двух его гранях. Совокупность полевых, экспериментальных и лабораторных данных приводит нас к твердому выводу о том, что быстрая подвижка крыльев вдоль активизированной части разлома и разрывное смещение по ограниченной поверхности, вызывающее сейсмическое излучение, это одно и то же. Понимание очага землетрясения как элемента тектоники достаточно ясно. Все же приходится напоминать о физическом смысле взятых из геологических параметров землетрясений. Например, магнитуда M не только характеризует размеры очага: площадь разрыва S в очаге

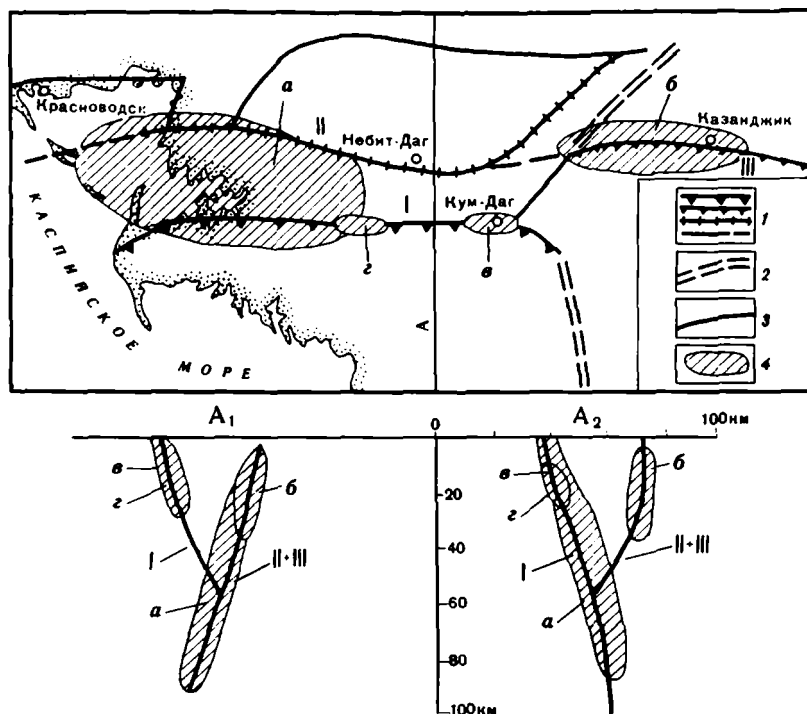


Рис. 2. Структурная приуроченность очагов западнотуркменских землетрясений по Г.Л. Голинскому [11] и автору, элементы разрывной тектоники по [4]

А₁, А₂ — две интерпретации разреза разреза А₁ 1 — разломы; 2 — зоны глубинных флексур (в плане); 3 — разломы в разрезе (I — Челекен-Кумдагский, II — Южно-Балханский, III — Южно-Туркменский); 4 — очаговые зоны землетрясений, план и разрез (а — Красноводское 1895 г., б — Казанджикское 1946 г., в — Кумдагское 1983 г., г — Бурунское 1984 г.)

Ташкентского землетрясения с $M=5,3$ в 30 раз меньше, чем у Дагестанского с $M=6,7$, в 1000 раз меньше, чем у Кашгарского 1902 г. с $M=8,3$, в 5000 раз меньше, чем у Аляскинского 1964 г. с $M=8,9$. Соотношение между M и S может быть задано приближенной корреляционной формулой $\lg S \approx M - 3,5$.

Достаточно ясен геологический смысл и других современных параметров очагов землетрясений: средней подвижки $\bar{u}$, произведения площади разрыва и подвижки — дислокационного момента $M_d = \bar{u} \cdot S$ (хорошо известный сейсмический момент — это дислокационный момент, умноженный на модуль сдвига) и др.

В последнее время все большее внимание уделяется внутренней структуре зоны вспарывания в сейсмическом очаге. Вполне надежно установлено, что основным источником опасного для сооружений короткопериодного излучения очага являются всевозможные малые осложнения основного разрыва — различные неровности, шероховатости, зацепы, трещины оперения и т.п. (едва ли не впервые на это указано автором еще в 1971 г. [1]). Сам процесс вспарывания протекает достаточно нерегулярно и далеко не всегда в виде единого не-

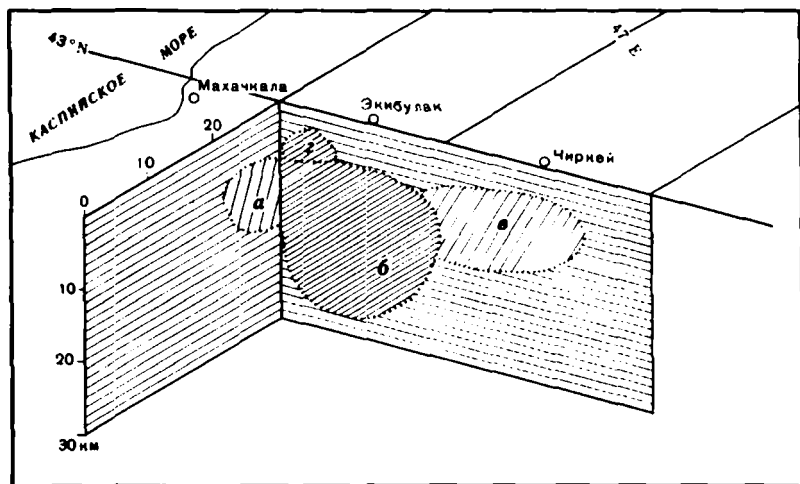


Рис. 3. Последовательность вспарывания в очаге Дагестанского землетрясения по [17]
 а — фазы 14 05 70 г., 9 ч 20 мин; б — фазы основного толчка 14 05 70 г.; в — 18 ч 12 мин (24 30 с), г — 18 ч 13 мин (05 — 15 с), д — 18 ч 15 мин (01 с). Остальные условные обозначения см. на рис. 1

прерывного акта. Можно думать, что многократные очаги — скорее, правило, чем исключение, и это относится и к слабым, и к сильным землетрясениям.

В частности, многоактными оказались очаги землетрясений: Дагестанского 1970 г. (рис. 3) [17], Газлийского 8.04.1976 г., Кумдагского 1983 г. и др. Одновременно обнаружено [8], что очагам афтершоков этих и других землетрясений также свойственна многоактность вспарывания (табл. 1).

Чередование в очаге участков повышенной и пониженной прочности приводит к тому, что в очаге могут в различной пропорции сочетаться быстрые, резкие срывы и вялое сползание. Это сказывается на общем характере изучения очага.

Геологически ясный смысл параметров очага индивидуального землетрясения, казалось бы, должен определять их тектоническую выразительность. Этого, однако, не происходит. Происходящие в различной обстановке землетрясения гораздо более сходны между собой, чем условия их возникновения, и параметры их очагов несут очень мало информации об этой обстановке. В этом отношении характерны данные о размерах структур и размерах порождаемых ими землетрясений. По величине сейсмогенерирующей структуры можно составить некоторое представление о параметрах землетрясения, которое эта структура может породить [24]. В то же время в мире известен ряд "экзотических" землетрясений с большими магнитудами, происшедших в совершенно "неподходящих" местах, где крупные структуры в земной коре не выявлены. Таковы землетрясения 1811—1812 гг. в долине Миссисипи, 1904 г. в Западно-Сибирской низменности, Чукотские землетрясения 1928 г. и многие другие. Таким образом, координаты очага и магнитуда не говорят о текто-

Таблица 1

Многоактность вспарывания в очагах афтершоков некоторых сильных землетрясений по [8]

Землетрясение	Число исследованных событий	Из них очагов с числом актов вспарывания			
		1	2	3	4
Дагестанское	35	13	9	12	1
Кумдагское	13	1	8	3	1
Газлийское 1976 г.	153	72	58	21	2

нике ничего. Землетрясения большой магнитуды могут встретиться как в тектонически активной, так и в тектонически пассивной зоне, на континентальной и на океанической плите, в рифте или в зоне субдукции (см. рис. 4).

Весьма надежными принято считать данные о "механизме очагов". Однако сами решения, как правило, не очень точны (ошибка в ориентации плоскости разрыва и в направлении смещения по нему на 20–30° совершенно обычна). К тому ж механизмы очагов с небольшой магнитудой могут отвечать второстепенным деталям поля напряжений и не нести никакой информации о соответствии между механизмами очагов сильных толчков и положением вмещающих их структур. Используя механизмы единичных не самых сильных очагов, можно спутать сбросовую ситуацию со взбросовой, обстановку левостороннего сдвига — с обстановкой правостороннего.

При рассмотрении индивидуальных очагов землетрясений в сейсмологии, вообще говоря, могут встретиться три ситуации:

1. Известны очаг землетрясения и тектоническая обстановка в его районе; в таких случаях практически всегда находится разумное тектоническое объяснение появлению этого очага (примеры приводить излишне).

2. Известна тектоническая обстановка и требуется определить параметры наибольшего возможного здесь землетрясения; эта задача решается многими способами и с различным успехом (примеры современных подходов можно найти в [14, 21] и др.).

3. Известны параметры очага землетрясения и требуется без привлечения дополнительного геологического материала охарактеризовать породившую его тектоническую обстановку; неразрешимость этой задачи на современном уровне совершенно очевидна.

Мы приходим к выводу, что параметры индивидуального очага землетрясения не несут существенной информации о тектонической обстановке в месте его залегания; они отражают лишь конкретные условия напряженного состояния и вспоровшегося контакта. Частичным исключением из этого правила могут быть, по-видимому, лишь очаги землетрясений, максимально возможные в данном месте. Эта тема требует специального рассмотрения.

Структурная приуроченность сейсмичности. Сейсмичность — это система пространственно-временных соотношений внутри неко-

торой совокупности землетрясений. Основное из этих соотношений закон повторяемости Гутенберга – Ризниченко $\lg N = a - b(M - M_{\max})$, определяющий для каждой совокупности землетрясений ее активность a (уровень графика повторяемости при фиксированном значении M), дробность b (наклон графика повторяемости, т.е. логарифм увеличения числа событий N при уменьшении магнитуды на единицу) и верхней предел $M_{\max}$.

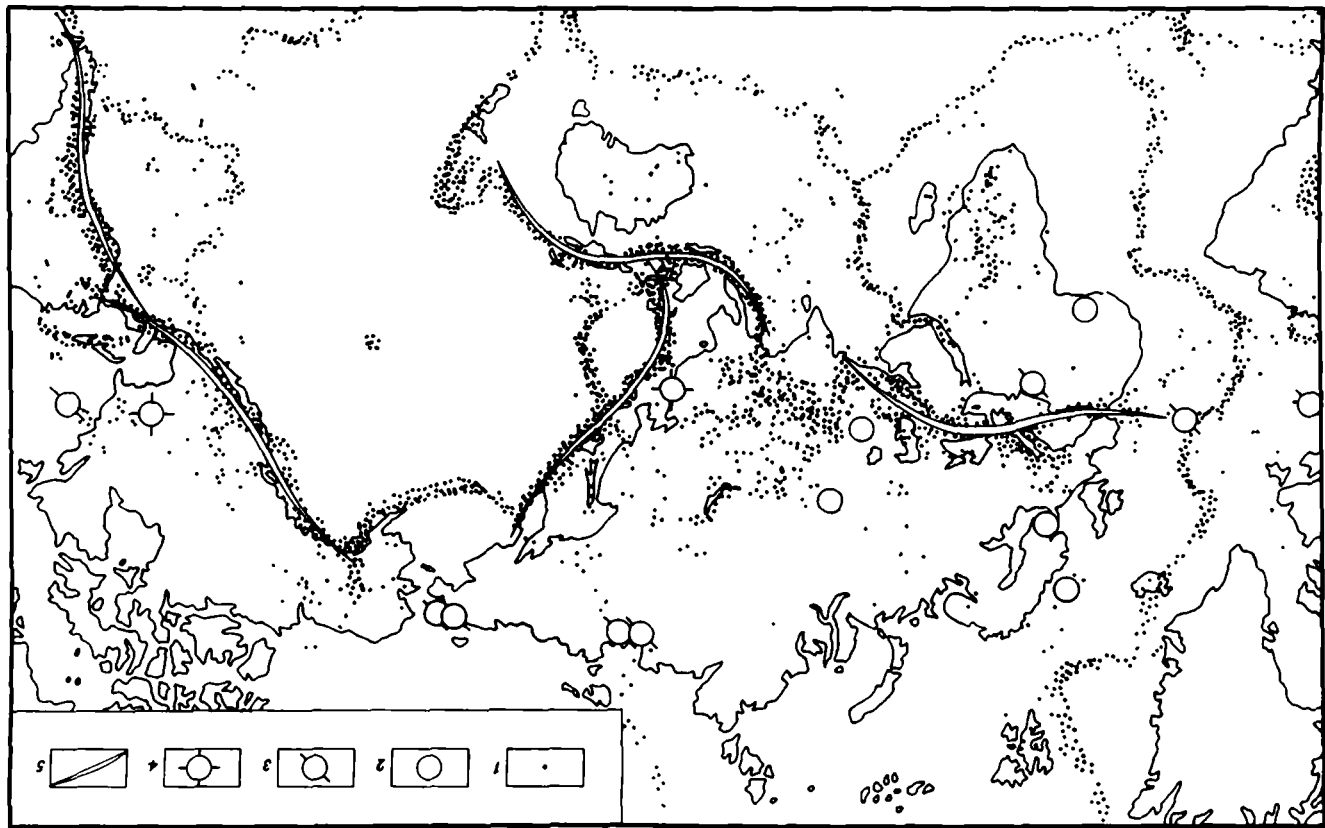
Верхний предел магнитуды имеет природную причину: величину сейсмогенерирующих структур. Инструментально зарегистрированы землетрясения с $M \approx 9$ (по исправленной шкале Канамори). Из истории известны 2–3 события с M предположительно 9,5. Теоретически можно предположить существование на Земле очагов длиной 5000–10000 км, шириной (вглубь) 400–600 км, дислокационным моментом $2 \div 6 \cdot 10^{20}$ см³, сейсмическим моментом $0,5 \div 1,5 \cdot 10^{32}$ дин·см, $M = 10 - 10,5$ и временем вспарывания около 0,5 ч (рис. 4). Для этого на Земле есть пять подходящих мест: Азоры – устье Инда, Суматра – Фиджи, Камчатка – Ява, Аляска – Венесуэла, Калифорния – Чили. Повторяемость такого события около 1 раза в 10 000 лет. Реальность возникновения таких очагов зависит прежде всего от условий накопления в этих зонах упругой энергии деформации литосферы.

Дробность сейсмического процесса тесно связана с естественной раздробленностью среды [18]. Соотношение числа больших и малых активных разломов определяет соотношение числа сильных и слабых землетрясений. Известно (см., например, [13]), что в местах возникновения сильных землетрясений дробность землетрясений ниже средней и наоборот. В связи с этим было бы крайне интересно изучить статистику длин разломов по площадям и сравнить ее с распределением дробности землетрясений b . При этом, однако, было бы опасно прямо использовать космические снимки, поскольку при таком исследовании следует учитывать лишь активные разломы, а их диагностика на снимках сама по себе представляет достаточно сложную задачу.

Долгое время считалось, что дробность должна быть если не константой, то, во всяком случае, весьма устойчивой и мало варьирующей величиной [19]. В последнее время обнаружено, что это далеко не так: дробность непрерывно изменяется во времени и пространстве, отражая сложную игру процессов интеграции и дезинтеграции блоков земной коры. Дальнейшее исследование этого процесса может, по-видимому, вестись в рамках синэнергетических представлений [15], что полностью выходит за рамки настоящей статьи.

Сейсмическая активность a – наиболее часто используемая и, вероятно, наименее надежная величина в наборе параметров сейсмичности. Она может быть подвержена большим флюктуациям и должна осредняться за большие интервалы времени, хотя в некоторых случаях это правило может нарушаться [1].

В дополнение к трем рассмотренным параметрам сейсмичности целесообразно ввести еще два: тип кластеризации (склонность эпицентров стягиваться в цепочки или гнезда) и взаимосвязанность



(отношение размера очаговой зоны L к среднему расстоянию между эпицентрами $\bar{R}_e$). При $L \approx \bar{R}_e$ очаги заведомо связаны, при $L/\bar{R}_e < 0,1$ заведомо независимы. Очаговой зоной здесь мы называем зону, из которой землетрясение извлекает подавляющую часть упругой энергии. Отношение линейных размеров очаговой зоны к линейным размерам собственно очага изменяется примерно от 10 для малых до 2—3 для очень крупных землетрясений.

К сожалению, сегодня методы вычисления основных параметров сейсмичности не стандартизованы [20]. Сравнивая значения активности или дробности для разных районов, необходимо всегда убеждаться, что они построены одним методом, иначе возможны ложные заключения.

Для перехода от дискретных очагов к непрерывным параметрам сейсмичности Ю.В. Ризниченко [16] предложил концепцию "сейсмического течения горных масс", в рамках которой на первом этапе все движение в очаге математически размазывается по его объему, а на втором объемы всех очагов математически растворяются по рабочему объему среды, которая превращается в вязкую "сейсмическую жидкость". Эта концепция очень хороша для мелкомасштабных геодинамических построений, но для задач прикладной сейсмичности и сейсмической опасности она тектонически нереалистична, поскольку в ней нет места конкретным очагам вместе с условиями их залегания. Поиски оптимального описания параметров сейсмичности через свойства индивидуальных очагов, несомненно, будут продолжаться.

Используя указанные параметры сейсмичности, рассмотрим теперь вопросы тектонической приуроченности совокупностей землетрясений. Для самой общей оценки глобальной приуроченности очагов землетрясений воспользуемся представлениями М.А. Садовского [18] о свойстве вещества дробиться с определенными соотношениями наиболее часто встречающихся размеров (для соседних рангов в среднем 1:3,68). Если этот показатель кусковатости верен, то при линейной приуроченности очагов дробность была бы равна $b = \lg 3,68 = 0,56$, при площадной $\lg 3,68^2 = 1,13$, при объемной $\lg 3,68^3 = 1,69$.

Из наблюдений для Земли в целом $b = 0,9$, что соответствует генеральной приуроченности к несколько ограниченным площадям, стянутым, например, в полосы. Это весьма правдоподобно и тем самым подтверждает воззрения М.А. Садовского.

Для описания генеральной приуроченности скоплений землетрясений тектоника плит использует понятия "межплитовые" и "внутриплитовые" землетрясения. Неоднократные попытки отыскания хороших признаков "меж-" и "внутриплитовости" для отдельных землетрясений успеха не имели. Из предыдущего следует, что различия эти более перспективно искать в параметрах сейсмичности.

Рис. 4. Некоторые характеристики сейсмичности Земли

1 — землетрясения 1963—1977 г с магнитудами более 4,5 (данные МЦД); А) 2—4 — некоторые "экзотические" землетрясения земного шара с $M \geq 2$ около 6; Б) около 7; В) около 8; Г) положение гипотетических сверхочагов землетрясений с M 10—10,5

Используемая в тектонике плит типизация землетрясений недостаточна. Генеральное движение плиты определяется ее взаимодействием с нижележащими слоями, и, следовательно, регулярный фактор ее движения зависит от размеров площади плиты S_p . Различные возмущения в этом движении возникают при взаимодействии плиты с соседними плитами, и, следовательно, возмущающий фактор зависит от длины окружности плиты L_p . При уменьшении среднего радиуса плиты $\bar{R}_p$ отношение длины к площади растет: $L_p : S_p \approx (2\pi \bar{R}_p) : (\pi \bar{R}_p^2) = 2 : \bar{R}_p$.

Для очень маленьких плит возмущающий фактор становится преобладающим, такие плиты уже не могут подчиняться общим закономерностям глобальной тектоники, и области, где существуют наборы микроплит, превращаются в свободные от этих закономерностей "зоны битого льда" ("современные подвижные пояса", по [17]; название "зоны торошения" менее удачно, так как оно предполагает наличие сжатия, что для этих зон вовсе не обязательно).

Таким образом, в литосфере вещество присутствует в двух различных геодинамических ситуациях: в виде плит и в виде "зон битого льда" (ЗБЛ). Соответственно существуют четыре основных типа локальных геодинамических ситуаций: внутри плиты, на границе двух плит, на границе плиты и ЗБЛ, внутри ЗБЛ. Каждому типу локальной ситуации отвечает свой тип сейсмичности, для каждого из которых можно предложить названия: внутриплитовая, межплитовая, краевая, свободная. На характере сейсмичности, естественно, должен сказываться и характер границ плит, которые могут быть отчетливыми или эродированными.

Очаги землетрясений (см. рис. 4) могут лежать цепочками, маркируя границы плит, но могут образовывать скопления, более густые, с сильно взаимосвязанными землетрясениями — в ЗБЛ, более редкие, рассеянные, со слабо взаимосвязанными землетрясениями — внутри плит.

Иногда скопления образуются и в районах эродированных межплитовых границ. Вдоль резких границ плит и ЗБЛ краевая сейсмичность представлена цепочками очагов землетрясений. Очаги землетрясений могут также стягиваться в более или менее отчетливые цепочки и внутри плит, и внутри ЗБЛ. Внутри плит эта трассирующая сейсмичность может быть либо эмбриональной, либо реликтовой. Эта классификация (рис. 5), предлагаемая впервые, естественно, достаточно условна. На карте (см. рис. 4.5) можно найти переходные формы, где, например, ЗБЛ превращаются в рассеянные скопления (или наоборот). Таковы места к восток-северо-востоку от Байкала, к востоку от Невады и др. Каждый тип сейсмичности, естественно, отличается присущим ему набором основных параметров (табл. 2).

Как видим, реальная сейсмичность не очень хорошо ложится в жесткую схему тектоники плит и далеко не полностью управляется ею. Желательно было бы рассмотреть те же проблемы в рамках каких-то иных тектонических представлений. В этом отношении представляют интерес предложенное В.В. Белоусовым обобщающее понятие "эндогенный режим" (см., например, [3]) и новые методы выяв-

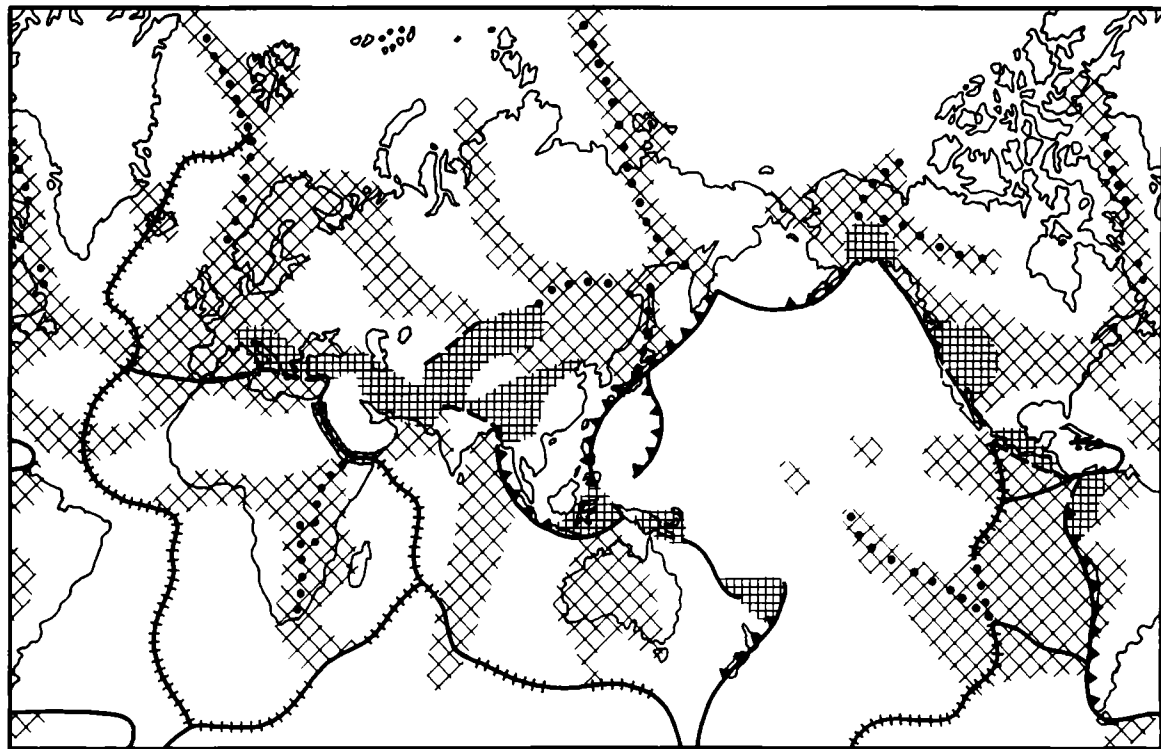


Рис. 5. Типизация сейсмичности

1—3 — межплитовые землетрясения в зонах: 1 — взбросов и надвигов, 2 — сдвигов, 3 — раздвигов; 4 — внутриплитовые краевые землетрясения; 5 — свободные землетрясения; 6 — трассирующие землетрясения, внутриплитовые и свободные

Таблица 2

Типы сейсмичности

Параметры сейсмичности	Межплитовая		Свободная	Внутриплитовая	красовая	площадная	трассирующая	площадная	трассирующая
	континентальная	океаническая							
Кластеризация	Линейная	Линейная	Гнездовая	Линейная	Неустойчивая или гнездовая	Неустойчиво-линейная			
Взаимосвязанность L/R_c	1	0,3—1	0,3—1	0,3—1	1	0,1	0,1—0,3		
Активность a	Очень высокая	Средняя	Высокая или средняя	Средняя	Очень высокая или высокая	Низкая или очень низкая	Низкая		
Дробность b	Средняя 0,9	Высокая 1,3	Низкая 0,6	Высокая или средняя 0,9 ÷ 1,3	Низкая 0,6	Неопределенная	Вырожденная		
Верхний предел $M_{\max}$	9,5?	8	8—9	8	9,5?	6	7—8		

ления типов современных эндогенных режимов [15]. Могут оказаться полезными и некоторые соображения об эволюции геодинамических свойств среды (см. далее), в частности для предсказания мест возникновения будущих сильных землетрясений на платформах.

Вклад сейсмичности в тектонический процесс. Каким образом конечный набор сейсмических очагов может обеспечить непрерывное развитие тектонической структуры? В зонах типа Курило-Камчатской, Перуанско-Чилийской и им подобным очаги последовательно происходящих землетрясений сливаются в подобие сплошной мозаики, и здесь все относительное движение может быть обеспечено суммой сейсмических подвижек. Криповые процессы в таких зонах играют совершенно второстепенную роль. В Калифорнии, в зоне Анатолийских разломов, в Байкальском рифте и других местах участки, насыщенные большими сейсмическими очагами, чередуются с зонами слабой сейсмичности. Единство развития структуры в целом требует, чтобы движение на участках без больших сейсмических очагов осуществлялось за счет крипа. В зонах рассеянной сейсмичности, где надо по каким-либо причинам предполагать существование направленного тектонического движения, это движение вынуждено осуществляться почти целиком за счет крипа.

Задача независимого измерения отдельного вклада сейсмичности и крипа в общее тектоническое движение поставлена лишь в последнее время. Суммарный сейсмический вклад легче всего измерить, суммируя дислокационные моменты или используя технику "сейсмического течения горных масс". При этом в ЗБЛ следует ожидать и учитывать сильную турбулентность "сейсмической жидкости" Ю.В. Ризниченко [16].

Таблица 3

Вертикальная компонента скорости течения горных масс по Ю.В. Ризниченко [16]

Район	Скорость полного (сейсмотектонического) течения v_p , см/год	Скорость сейсмического течения v_s , см/год	$I_p \cdot v_s$
Кавказ	0,25	0,0005	500
Байкал	0,02	0,002	10
Карпаты	0,09	0,05	2
Южный Тянь-Шань	$1,5 \div 2$	0,1	15—20

Таблица 4

Приращение дислокационного момента

Район	Скорость, см/год	Длина, 10 ³ см	Толщина, 10 ³ см	Приращение момента, 10 ¹³ см ³ /год	
				тектонического	сейсмического
Курилы — Камчатка	10	2,2	0,8	18	30
Анатолия	3	1,1	0,5	1,6	4
Калифорния	5,6	1,5	0,3	2,5	4
Байкал	0,5*	1,5	0,4		0,3
Тянь-Шань	5*	1,5	0,5		4

*Пересчет по сейсмическим данным.

Крип измеряется геодезическими методами. Новый полевой метод измерения соотношения крипа и сейсмических подвижек предложен В.Г. Трифиновым [22]. Суммарное движение может быть без особых усилий получено и из плитотектонических построений (только для границ плит).

В табл. 3,4 представлены некоторые оценки сейсмического вклада в полное тектоническое движение для некоторых районов, полученные методом Ю.В. Ризниченко и суммированием дислокационного момента в сравнении с данными геодезии и с плитотектоническими оценками полного движения (по данным [17]). Метод суммирования дал несколько неожиданный результат: в трех рассмотренных зонах сейсмическое движение превышает полное! Выходит, что в этих зонах сейсмика обеспечивает все тектоническое движение и еще остается ее большой запас на "турбулентность", т.е. на подвижки в очагах с механизмом, не согласованным с направлением движения плит (например, как в клавишной модели Лабковского-Баранова [2]).

Для внутриплитовых участков оценки скоростей можно получить обратным расчетом. Полученные значения для Байкала (см. табл. 4) оказываются на границе правдоподобия, для Тянь-Шаня эти оценки явно завышены. Учет "несогласованных" механизмов очагов эти

цифры уменьшит, учет возможного крипа — увеличит. Первое вполне правдоподобно в глыбовом Тянь-Шане, второе — на подверженном растяжению Байкале.

Повсеместное измерение и картирование криповых движений по разломам всеми доступными методами, определение локальных и обобщенных соотношений крипа и сейсмичности в общем сейсмотектоническом движении остаются сейчас одной из важнейших проблем, без решения которой не может быть построена хорошая сейсмогеодинамическая модель литосферы.

Эволюция сейсмотектонеза. Тектогенез, очевидно, необратим во времени. Неизвестно, как это проявляется в совокупностях землетрясений, представленных "очищенными" каталогами, без форшоков и афтершоков. В статистических моделях сейсмического процесса от направления времени ничего не зависит. Предпринимались лишь отдельные попытки описать направленность сейсмического процесса, из них наиболее интересны работы А.М. Кондратенко [9]. Крайне интересно обнаружить значимые статистические различия в каталоге прямом и обратном (т.е. том же каталоге, прочтенном с конца с сохранением интервалов и изменением направления времени), работа эта пока не выполнена.

Перспективно рассмотрение эволюции сейсмических очагов с позиций трещинной сейсмологии [10]. Молодые очаги, образованные слиянием более мелких и не вполне согласованных трещин, имеют неровную поверхность и сбрасывают при относительно высоких напряжениях; последовательный ряд подвижек в них разрушает неровности и зацепы, выглаживает поверхности разрыва (этот процесс было бы интересно смоделировать лабораторно). Очаги сливаются, становятся все более крупными, гладкими и вялыми. Появляются и разрастаются зоны крипа. Дальнейший ход эволюции зависит от поведения поля напряжений: все может заглухнуть; могут развиваться поперечники, создающие новые зацепы; и т.д. В рамках этой концепции трещина порождает землетрясение, а не наоборот.

Последние наши разработки [1] позволяют подойти к эволюции сейсмотектогенеза с позиций самоорганизации среды. В зависимости от свойств среды эволюция мелких трещин может идти двумя путями (рис. 6): первый — рассеянное скопление, сгущение в кластеры — "пятна", прорастание "пятен" и образование кластеров — "цепочек"; второй — рассеянное скопление, стягивание в кластеры — "цепочки", распад их на кластеры — "пятна".

Попытки стягивать реальную сейсмичность различных районов в "цепочки" и "пятна" показали, что на молодом горячем и мягком Кавказе эпицентры неохотно стягиваются в "цепочки" и охотно — в "пятна". В старом жестком холодном Тянь-Шане, напротив, охотно выстраиваются "цепочки". Можно высказать здесь гипотезу о том, что на геосинклинальном этапе орогенез, как правило, опережает сейсмогенез (за счет пластики); на этапах постплатформенного развития — наоборот, сейсмогенез опережает орогенез (за счет развития глубинных разрывов). В этой схеме легко объясняются и относительно невысокая сейсмичность мощных молодых Гималаев, и

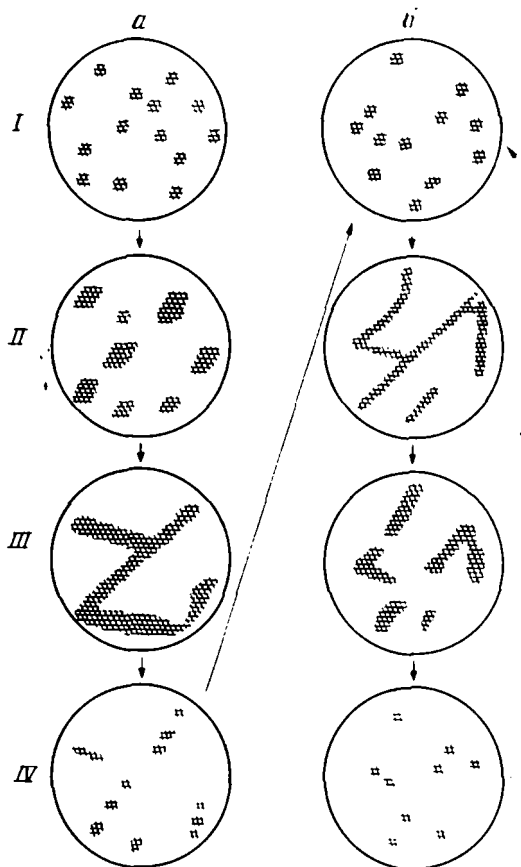


Рис. 6. Эволюция пространственной организации сейсмичности

I — первичная среда с рассеянной трещиноватостью: *a* — молодая разогретая пластичная, *б* — старая холодная склеротичная; *IIa* — складчатый орогенез, относительно слабая гнездовая сейсмичность; *IIб* — зарождающийся глыбовый орогенез, развитие разрывообразования (с глубины), высокая линейная сейсмичность; *IIIa* — развитие разрывообразования (с поверхности), высокая линейная сейсмичность; *IIIб* — развитый глыбовый орогенез, высокая кусочно-линейная сейсмичность; *IVa* — затухание тектонического процесса, слабая транслирующая реликтовая сейсмичность; *IVб* — затухание тектонического процесса, слабая рассеянная сейсмичность

неожиданные всплески сейсмичности в районах Газли и Нью-Мадрида в условиях совершенно невыразительного рельефа, и многие другие особенности глобальной сейсмичности.

Отдельно взятый очаг землетрясения есть структурный элемент, хорошо вписывающийся своими параметрами в конкретное геологическое окружение, но почти не несущий информации об этом окружении.

Сейсмичность в целом есть важная и неотъемлемая часть тектонического процесса, информативная относительно характеристик среды. Ее, однако, пока не удастся полно и убедительно описать в рам-

ках концепции тектоники плит, как, впрочем, и любой альтернативной концепции.

Предложенные схемы типизации и эволюции сейсмичности могут оказаться полезными при дальнейшем развитии сейсмотектонических представлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Шебалин Н.В. О внутренней структуре сейсмичности (Кавказ) // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. М.: Наука, 1986. С. 50–78. (Вопр. инженер. сейсмологии; Вып. 28).
2. Баранов Б.В., Лабковский Т.И. Медкофокусная сейсмичность в тылу Курильской островной дуги и ее связь с зоной Заварицкого Бенбофа. Докл. АН СССР, 1980. Т. 255, № 1. С. 65–71.
3. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
4. Борисов Б.А., Рогожин Е.А. Кумдагское землетрясение 14 марта 1983 г.: Материалы геологического изучения. Докл. АН СССР, 1984. Т. 277, № 1. С. 157–161.
5. Борисов Б.А., Рогожин Е.А. Геологические наблюдения в эпицентральной области Бурунского землетрясения 22 февраля 1984 г. Там же, 1986. Т. 287, № 5. С. 1187–1190.
6. Вознесенский А.В. Исследования области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. Л., 1962. 51 с. (Материалы отделения физ. географии ВГО; Вып. 1).
7. Грейзер В.М. "Истинное" движение почвы в эпицентральной зоне. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 198 с.
8. Грейзер В.М. О прерывистости распространения разрывов в очагах землетрясений. Докл. АН СССР, 1985. Т. 284, № 3. С. 571–576.
9. Кондратенко А.М., Мыльникова Г.Л., Филина А.Г., Благояидова Т.Я. Возможности распознавания хроногеометрических образов сейсмичности Прибайкалья-Забайкалья и Алтая-Саян в связи с прогнозом землетрясений. Исследования по созданию научных основ прогноза землетрясений в Сибири. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1984. С. 68–74.
10. Мячкин В.Н., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 6–29.
11. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.
12. Океанология: Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
13. Полякова Т.П. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1985. 160 с.
14. Рейснер Г.И. Некоторые вопросы сейсмотектоники в связи с проблемой сейсмического районирования общего типа. Неотектонические исследования и сейсмотектоника. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 206–239.
15. Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. Современные эндогенные режимы. Докл. АН СССР, 1986. Т. 219, № 6. С. 1336–1339.
16. Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 406 с.
17. Рустанович Д.Н., Шебалин Н.В. Модель очага Дагестанского землетрясения. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г.: Сейсмология, геология, геофизика. М.: Наука, 1980. С. 138–149.
18. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Родионов В.П. От сейсмологии к геомеханике. О модели геофизической среды // Вест. АН СССР, 1983. № 1. С. 82–88.
19. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука, 1979. 192 с.
20. Татевосян Р.Э., Шебалин Н.В. К проблеме представления информации о совокупностях землетрясений в задачах сейсмической опасности // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. М.: Наука, 1985. С. 86–100. (Вопр. инженер. сейсмологии; Вып. 26).
21. Трифонова В.Г. Активные разломы и сейсмичность // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 24–34.

22. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов Геотектоника. 1985. N 2. С. 16 - 26.
23. Шебакин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука. 1971. С. 50 - 78. (Вопр. инженер. сейсмологии; Вып. 14).
24. Шебакин Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясения Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. N 6. С. 12 - 20.

УДК 551.243

В.Г. Трифонов

ПРОБЛЕМЫ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТЕКТониКИ

Голоценовые тектонические нарушения земной поверхности, возникшие в течение последних 10 000 лет, обнаруживаются, измеряются и картируются по деформациям четвертичных отложений, а чаще современного рельефа [22]. В отличие от фрагментарно сохранившихся тектонических структур прошлого они доступны изучению на всем своем протяжении и представлены в их истинных пространственных соотношениях, не искаженных последующими преобразованиями. В геологическом масштабе времени все голоценовые тектонические образования одновозрастны, но применение радиоуглеродных определений, археологических и исторических датировок позволяет изучать голоценовую тектонику не в геологически усредненном, а в реальном масштабе времени, показывая сложное, порой весьма неравномерное, импульсное, течение процессов.

Изучение голоценовой, или, как ее иначе называют, активной, тектоники важно как в теоретическом, так и в практическом отношении. Возможность соотнести инструментальные, наблюдаемые сейсмологическими или геодезическими методами проявления современных движений с результатами их регистрации в геологически усредненном масштабе времени; возможность изучить неискаженную последующими событиями морфологию активных структур и их пространственные соотношения на всей поверхности планеты; возможность с помощью сейсмологических, геофизических, а в вулканических областях также геохимических и гидрохимических данных сопоставить тектонические процессы на поверхности и в глубоких недрах — все это позволяет на основе голоценовой тектоники создать модель современного тектонического развития литосферы, которая с определенными поправками может быть экстраполирована в прошлое и дает уникальный материал для совершенствования общей теории тектогенеза. Кроме того, изучение голоценовой тектоники позволяет оценить опасность и возможные последствия таких стихийных геологических явлений, как извержения вулканов, обвалы, оползни, сели, эрозия поверхности и, что особенно важно, сильные землетрясения. Почти все сильные землетрясения приурочены к поясам активных структур, благодаря

чему картирование последних становится эффективным средством сейсмического районирования. Выявление в пределах активных структур возможных очагов сильных землетрясений опирается [23] на комплекс геологических признаков, учитывающих вещественный состав и нарушенность горных пород, особенности современного глубинного строения и, конечно, морфологию и кинематические характеристики голоценовых нарушений земной поверхности. Набор этих признаков позволяет определить возможность высокой концентрации тектонических напряжений в значительном объеме горных пород активной области, что и является показателем опасности сильного землетрясения. Другой путь обнаружения таких опасных мест основан на изучении палеосейсмодислокаций, неоднократное возникновение которых в одном и том же участке зоны не только указывает на его опасность, но и позволяет оценить повторяемость сейсмических катастроф.

В.П. Солоненко [17] разделил сейсмодислокации на гравитационные, гравитационно-тектонические и тектонические. Первые две группы, в значительной мере представляющие собой вторичные тектонические эффекты сейсмогенерирующей подвижки, всесторонне изучены В.П. Солоненко и его коллегами, В.К. Кучаем и А.А. Никоновым. Собственно тектонические палеосейсмогенные образования, т.е. смещения по активным разломам при доисторических землетрясениях, долгое время не удавалось отличить от проявлений медленных движений. В последние годы наметились пути обнаружения сейсмогенной природы таких смещений, а детальный анализ и радиоуглеродное датирование голоценовых отложений зоны разлома позволили оценить их среднюю повторяемость [24]. Удалось установить, в частности, что средняя повторяемость катастрофических землетрясений составляет 600 лет в зоне Хангайского разлома Северной Монголии и 700—800 лет в южных частях Кобдинского разлома Монгольского Алтая и Таласо-Ферганского разлома Тянь-Шаня. Подробнее с этими практически важными аспектами изучения голоценовой тектоники можно познакомиться в работах вышеупомянутых авторов.

Рассмотрим более подробно теоретические аспекты голоценовой тектоники. 15—20 лет назад такие ее черты, как особенности современного строения рифтовых зон, островных дуг и активных континентальных окраин, послужили наряду с другими новыми фактами основой для создания концепции тектоники литосферных плит. Сейчас собраны новые факты, заставляющие пересмотреть некоторые важнейшие положения этой концепции. Речь идет о постулатах пренебрежимо малой деформируемости плит и их дислокационной однородности на всю глубину литосферы.

Сомнение в недеформируемости плит возникло при картировании активных разломов. Коллектив авторов в составе В.Г. Трифонова (главный редактор), А.И. Кожурина, К.Г. Леви, Н.В. Лукиной, В.И. Макарова, С.И. Шермана и С.С. Шульца-мл. составил Карту активных разломов СССР и сопредельных территорий в масштабе 1:8 000 000. На карте представлены крупнейшие разломы, по которым авторы или другие исследователи наблюдали на земной поверхнос-

ти следы голоценовых движений. Для картирования таких разломов наряду с наземными наблюдениями широко использовалось дешифрирование аэрокосмических снимков. Разломы разделены на морфологические типы. Как предполагаемые показаны активные нарушения, выделенные лишь по косвенным признакам. Наряду с разломами на карте представлены современные и голоценовые вулканы, изолинии мощностей земной коры и литосферы в целом, эпицентры сильных землетрясений с 1900 г., ранжированных по магнитудам и глубинам.

Позднее с использованием упомянутой карты и опубликованных данных автор статьи составил схему активных разломов Азии между 20° и 60° с.ш. (рис. 1).

Работа над картами подтвердила ранее сделанные выводы о преобладании горизонтальных голоценовых смещений над вертикальными, о современном сближении горных масс Аравии и Индостана с более северными районами Евразии и о связанном с этим сближением отжимании горных масс Анатолии, Ирана, Афганистана и Таджикской депрессии, Тибета и Западного Китая в стороны от областей максимальной коллизии [20,30]. Вместе с тем проявления активной тектоники не ограничиваются границами плит, а охватывают подвижные пояса шириной в сотни километров. Например, в памиро-гималайской части Альпийско-Азиатского пояса область интенсивных голоценовых нарушений соизмерима с относительно слабо деформируемой частью Индостанского субконтинента. В Центральной и Восточной Азии пояс становится еще шире. Кинематику многочисленных разнонаправленных активных разломов, сочетающихся с позднечетвертичными складчатыми образованиями, правильнее рассматривать не как результат взаимодействия ограниченного числа жестких плит и микроплит, а как проявление деформаций значительных объемов литосферных масс.

Большинство активных разломов Азии простирается вдоль границ хребтов с межгорными впадинами или равнинами, и по таким краевым разломам бесспорны вертикальные смещения надвигового, а чаще взбросового или сбросового типов. Но наряду с ними вдоль большинства разломов обнаружены сдвиговые смещения форм рельефа, обычно превосходящие, нередко во много раз, вертикальные подвижки разновозрастных образований. Средние скорости голоценовых сдвиговых перемещений измеряются миллиметрами и нередко превосходят сантиметр в год.

Выделяются области и пояса преимущественного распространения продольных левых или правых сдвигов. Так, от Северного Тянь-Шаня до Монгольского Алтая (разломы Таласо-Ферганский, Северо-Тянь-Шаньский, Джунгарский, Кобдинский) и на восточной окраине Азиатского континента от Камчатки до Восточного Китая (Восточный фас Центральнокамчатской депрессии, Восточно-Сахалинский разлом, Срединная линия Японии, разлом Танлу) преобладают правые сдвиги, а между этими двумя областями – левые. Последние образуют несколько поясов, причем простирающиеся левые сдвиги Южно-Китайского пояса изменяются от восток-северо-восточ-

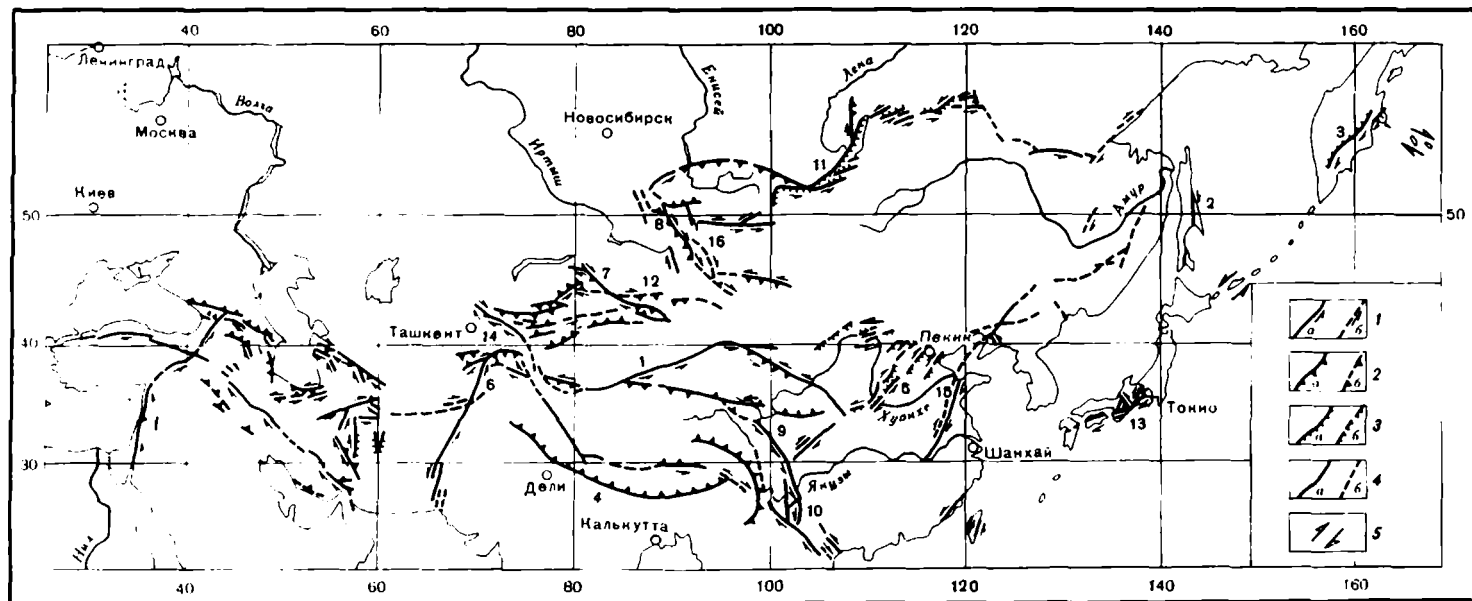


Рис. 1. Разломы Азии между 20° и 60° с.ш., активные в голоцене. Составил В.Г. Трифонов по опубликованным данным К.Р. Аллена, М. Берберяна, Н.У. Веллмана, Дин Гуй ю, А.И. Кожурина, Г.К. Леви, Н.В. Лукиной, В.И. Макарова, А.А. Никонова, Н.Н. Павони, К. Хузита, С.И. Шермана, С.С. Шульца-мл. и личным наблюдениям

1-4 активные разломы (а - достоверные, б - предполагаемые): 1 сдвиги, 2 надвиги и взбросы, 3 сбросы, 4 с неизвестным направлением смещения; 5 зоны сдвиговых деформаций. Цифры на схеме: 1 Алтынтагский, 2 Восточно-Сахалинский, 3 Восточный фланг Центральнокамчатской депрессии, 4 Главный пограничный Гималаев, 5 грабена Шаньси, 6 Дарваз-Алайский, 7 Джунгарский, 8 - Коблинский, 9 Кешанский, 10 Кешачан, 11 Приморский Байкальский, 12 Северо-Восточно-Шаньсийский, 13 Срединная линия Японии, 14 Таласо-Ферганский, 15 Тулу, 16 Хаттайский

ного у Алтынтагского разлома до север-северо-западного у разломов Ксяншуй и Ксяочан. Существенно варьируют простираения однотипных сдвигов и в других поясах.

Преимущественно сдвиговый характер перемещений по продольным активным разломам характерен для островных дуг и активных окраин Тихого океана, но не для всех [4]. Сдвиги развиты лишь в областях со сформированным гранитно-метаморфическим слоем, но сменяются иного типа нарушениями в структурах с океанической или переходной корой. Более того, расположение гипоцентров и механизмы очагов землетрясений показывают, что правосдвиговая Срединная линия Японии не распространяется глубже 15–20 км, а ниже, на глубине около 30 км, в том же регионе сейсмологическими данными установлена структура иного направления и другого кинематического типа. По-видимому, преобладание продольных сдвигов характерно именно для верхней части континентальной коры. Они играют в ней гораздо большую кинематическую роль, чем им отводилась прежде. Это могло иметь место и в геологическом прошлом. Но обнаружение подобных палеосдвигов затруднено отсутствием методик, столь же эффективных, как выявление позднечетвертичных сдвигов по деформациям рельефа.

По сравнению с областями распространения сдвигов площади, занятые преимущественно складчато-надвиговыми голоценовыми нарушениями (типа Внешней зоны Памира и Гималаев) или активными сбросо-раздвигами (типа Байкала и грабена Шаньси), невелики, что может указывать на ограниченную самостоятельную структурообразующую роль сближения и раздвигания верхнекоровых пластин. Эти пластины, разрушаемые многочисленными сдвигами, не могут передавать на значительные расстояния структурообразующие усилия, и сами сдвиговые смещения представляются не результатом таких взаимодействий, а скорее отражением движения более глубинных литосферных масс. Последнее подводит нас к представлениям о различиях деформационных свойств, стилей тектоники и скоростей движения на разных уровнях литосферы, т.е. ее тектонической расслоенности.

Идея тектонической расслоенности литосферы, высказанная А.В. Пейве в 1967 г., переросла трудами А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровского, А.Л. Книппера, А.С. Перфильева, С.В. Руженцева и других советских ученых в целостную тектоническую концепцию [18]. Существенный вклад в ее становление и развитие внесло изучение новейшей и голоценовой тектоники [8, 19]. Оно позволило выявить во многих активных областях различия планов и стилей неотектонических дислокаций на разных уровнях литосферы. При этом верхнекоровые дислокации непосредственно выражены главными элементами новейшей и прежде всего голоценовой структуры земной поверхности, а более глубинные тектонические образования, отличные от верхнекоровых, устанавливаются по сейсмическим проявлениям, геофизическим гео- и гидрохимическим аномалиям и иногда по косвенному отражению во второстепенных элементах структуры поверхности.

Неотектонические проявления расслоенности наиболее выразительны в Памиро-Гималайском регионе. Исследование становления его новейшей структуры с позднего эоцена поныне [21] показало, что сближение Индостана с более северными районами Евразии приводило к последовательному причленению к нему тектонических зон складчатого пояса. Из-за этого фронт движущихся масс последовательно мигрировал к северу от зоны Инда, где он находился в конце эоцена — олигоцене, до Внешней зоны Памира в современную эпоху. Причленившиеся к Индостану зоны обособлялись от своего основания и образовали серию тектонических чешуй, увеличив мощность верхнекорового слоя. Современное положение поверхности обособления и движения верхнекоровых масс отмечается, по данным Ю.К. Шукина, субгоризонтальной сейсмофокальной зоной, смыкающейся на севере с активными разломами современного фронта Индостано-Памира. Ниже субгоризонтальной зоны количество гипоцентров резко падает, а еще ниже, в верхней мантии, выделяется крутонаклоненная Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона, которая по расположению, простиранию и наклону резко отличается от главных активных структур верхней части коры.

В южной, гималайской, части региона в течение новейшего этапа также происходила миграция фронта наиболее интенсивных деформаций и смещений, но в обратном направлении: от зоны Инда к Главному пограничному разлому и предгорьям Гималаев, отчего в верхней части коры возникла система тектонических чешуй, наклоненных на север. Сейсмические исследования последних лет [29] показали, однако, что эти нарушения не продолжаются в нижнюю часть коры, для которой характерен иной тип разрушения материала. Глубже, на уровне поверхности Мохоровичича, стиль новейшей тектоники изменяется: эта поверхность погружается к северу по системе надвигов или поддвигов, наклоненных к югу (рис. 2).

Тектоническое расслоение Памиро-Гималайского региона подтверждается наличием коровых волноводов. Они выделены сейчас практически во всех типах структур, как активных в современную эпоху, так и слабо активных [15, 22]. Данные об изменении наклонов верхнекоровых разрывов с глубиной [26], материалы по Кольской сверхглубокой скважине [5] указывают на дислокационную природу волноводов, связанную с метаморфизмом и, возможно, особенностями гидрогеологии. Основываясь на этих данных и результатах экспериментов, С.И. Шерман [27], В.Н. Николаевский и В.И. Шаров [11] пришли к выводу о закономерном изменении с глубиной деформационных свойств земной коры, подвергающейся воздействию тангенциальных тектонических сил. Если в верхнекоровом слое ведущая роль принадлежит сколовым нарушениям, то более глубокие горизонты испытывают разрушение многочисленными мелкими трещинами, переходящее еще ниже в милонитизацию и бластез. С этим может быть связана особенность распределения гипоцентров сильных землетрясений во всех активных областях с континентальной корой: глубже 20—30 км их количество резко уменьшается (рис. 3).

Таким образом, современная литосфера континентов расслоена

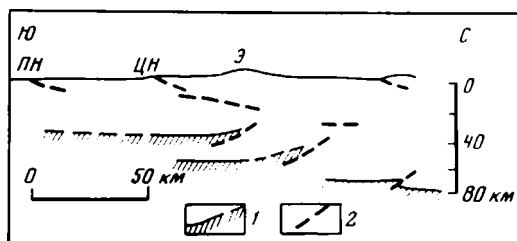


Рис. 2. Глубинный схематический разрез Гималаев [29]

1 — поверхность М.; 2 — разломы. ЦН — Центральный налив, ПН — Пограничный налив; Э — Эверест

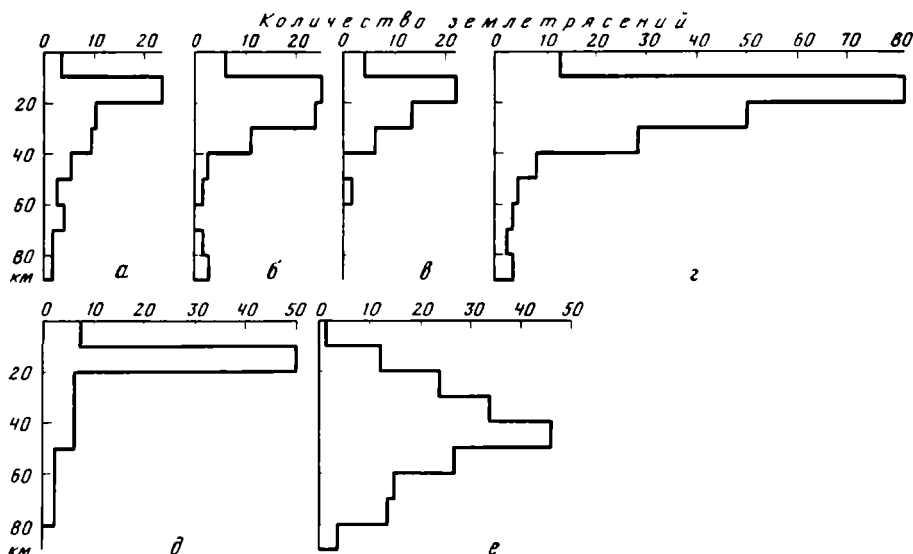


Рис. 3. Гистограммы распределения по глубинам до 90 км гипоцентров землетрясений СССР и сопредельных территорий с магнитудами не менее 6

а — Ближний и Средний Восток, Кавказ, Копетдаг; б — Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань; в — Алтас-Саянская область, Байкал, Забайкалье, Монголия и соседние районы Китая; г — континентальная часть СССР и приграничные зарубежные территории в целом; е — Камчатка; е — Курилы и Северная Япония [12]

по меньшей мере на три горизонта с разными деформационными свойствами и стилем тектонических нарушений: верхнекоровый, нижнекоровый и верхнемантийный. В активных областях, где отдельные комплексы горных пород резко различны по реологическим свойствам, картина расслоения усложняется.

Сведения о современном тектоническом расслоении верхней мантии пока ограничены областями промежуточных и глубокофокусных землетрясений. На основе анализа графиков повторяемости землетрясений Г.А. Востриков [25] выявил в Памиро-Гиндукушской мантийной сейсмофокальной зоне на глубинах 70–250 км вертикальные изменения напряженного состояния, эффективной сейсми-

ческой вязкости и скорости сейсмических деформаций. А.В. Николаев и И.А. Санина [10], анализируя времена пробега сейсмических волн от местных землетрясений на системе станций Средней Азии, обнаружили в верхней мантии того же региона существенные вертикальные и латеральные скоростные неоднородности. Вероятно, тектоническое расслоение свойственно верхней мантии не в меньшей степени, чем земной коре.

Как кора, так и верхняя мантия пронизаны субгоризонтальными и наклонными астенослоями и астенотлинзами, характеризующимися контрастными тектоническими движениями и разделяющими более прочные литопластины с разным стилем неотектоники и разными скоростями деформаций. В таком случае перемещения мантийных горных масс отражаются в близповерхностных частях коры опосредствованно и не полностью. Рассчитываемые в рамках концепции литосферных плит направления и скорости их относительных новейших перемещений характеризуют лишь верхнекоровые литопластины, но могут отличаться от направлений и скоростей движения глубинных масс литосферы.

Доказательства тектонической расслоенности и деформируемости литосферы позволяют по-новому представить процессы голоценового тектогенеза. Континентальная коллизия в областях максимального сближения литопластин типа Памиро-Гималайского региона приводит к скучиванию масс, неравномерному на разных уровнях. Следствиями этого являются, с одной стороны, утолщение земной коры и литосферы в целом, а с другой — горообразование, на ход которого влияют также процессы изостазии и гравитационной тектоники. Нижние горизонты утолщенной (до 70–80 км, как в Памиро-Гималайском регионе) земной коры подвергаются частичному плавлению, приводящему к гранитному магматизму и метаморфизму вышележащих пород. Остаточные продукты плавления могут со временем эволютизировать, приближаясь по физическим свойствам к породам мантии и деформируясь в дальнейшем вместе с ней.

С удалением от областей максимального скучивания на обширных пространствах современных подвижных поясов происходит торошение земной коры, при котором скучивание является подчиненной компонентой, а преобладают сдвиговые перемещения горных масс. При этом не исключено частичное перемешивание коровых и мантийных пород, с чем отчасти может быть связано разуплотнение верхов мантии, предполагаемое, например, под Тянь-Шанем [2]. Иной представляется причина разуплотнения мантии под континентальными зонами растяжения, связанными с поясами сдвигов.

В современной тектонике островных дуг и активных континентальных окраин важную роль играет сейсмофокальная зона. Ее наклон в сторону континента и закономерное изменение в том же направлении химизма извергаемых пород свидетельствуют о том, что по крайней мере частично их состав обусловлен переработкой погружающейся вдоль сейсмофокальной зоны океанической литосферы. Сейсмофокальные зоны островных дуг непрерывно прослеживаются до глубины 150–200 км. До этих же глубин отмечаются и скорост-

ные неоднородности в мантии, которые можно связывать с разогревом и магматической переработкой пород над сейсмофокальной зоной [1].

Глубже 200 км латеральные скоростные неоднородности, которые можно связывать с погружением океанической литосферы, улавливаются фрагментарно. Гипоцентры землетрясений не образуют непрерывной полосы, а группируются в скопления [14]. Так, под Японским морем гипоцентры сильных землетрясений образуют два скопления примерно на продолжении сейсмофокальной зоны: слабое на глубинах 300—350 км и более крупное на глубинах 500—600 км. Вероятно, до глубины 200 км значительная часть погружающейся океанической литосферы перерабатывается настолько, что ее реликты сближаются по физическим свойствам с соседними мантийными образованиями, и лишь отдельные фрагменты, оставаясь обособленными, погружаются до существенно больших глубин [28].

Вместе с тем наряду с наклонной сейсмофокальной зоной в Японской и, вероятно, Курило-Камчатской островных дугах намечается субгоризонтальная зона скопления гипоцентров, приуроченная к границе коры и мантии или самым верхам последней [9, 16]. Вдоль этой границы можно предполагать контрастные современные латеральные перемещения. На них указывает и упоминавшаяся структурная дисгармония многих активных окраин Тихого океана, в которых присутствует гранитно-метаморфический слой: в нем распространены голоценовые продольные сдвиги, а ниже, они вероятно, сменяются активными структурами иной морфологии и простира-

ния. Таким образом, островные дуги и активные континентальные окраины представляются зонами не только и, может быть, не столько нисходящего потока океанической литосферы, сколько ее тектономагматической переработки, вовлекающей продукты преобразования в дальнейшие латеральные перемещения.

Получается, что и внутриконтинентальные зоны коллизии, и активные континентальные окраины не обеспечивают погружения литосферных масс, компенсирующего в полной мере их наращивание в океанах. Вместе с тем под большинством континентов и в том числе их древними ядрами (рис. 4): большей частью Северной Евразии, юго-западной половиной Африки, северной частью Индостанского субконтинента, Австралией, Канадским и Бразильским щитами — высокоскоростные объемы мантийного вещества, тождественные в этом смысле мантийной части литосферы, прослеживаются до глубин более 150 км [1].

Это обстоятельство можно было бы истолковать, учитывая слабую голоценовую тектоническую активность указанных областей, как результат охлаждения верхней мантии до значительных глубин и редуцирования астеносферы, приводящих к связи литосферы с более глубокими горизонтами мантии в прочные однородные по деформационным свойствам линзы. Против такого объяснения свидетельствуют коровые волноводы, а также сопровождавшаяся голоценовыми поднятиями быстрая изостатическая компенсация ла-

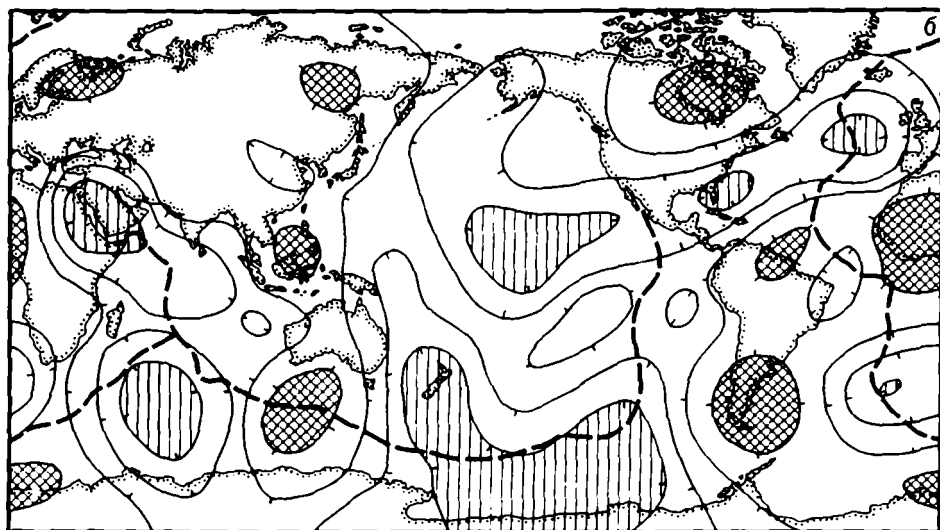
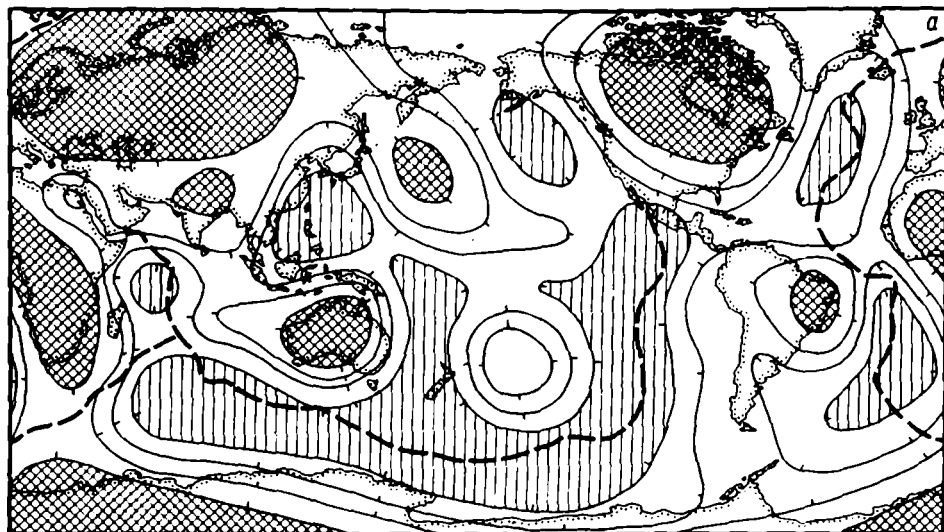


Рис. 4. Распределение в условных изолиниях разноскоростных объемов мантии на глубинах 150 км (а) и 350 км (б) [1]

1 - изолинии скоростей продольных сейсмических волн, бергштрихи направлены в сторону меньших скоростей; 2 - области наибольших скоростей сейсмических волн; 3 - области наименьших скоростей сейсмических волн; 4 - главные элементы океанической рифтовой системы

теральными перемещениями мантийных масс таяния ледников последнего оледенения на Балтийском и Канадском шитах [3].

Поэтому представляется более вероятным, что большая мощность высокоскоростных подкоровых масс под континентами обусловлена скучиванием мантийной части литосферы, пополняемой перемещающейся в сторону континентов переработанной океанической литосферой. Частичным отражением такого скучивания представляется отмеченное П.Н. Кропоткиным [7] сжатие верхнекорových литопластин континентов, превышающее литостатическое давление. На сжатие указывает и тот факт, что большинство активных разломов континентов, в том числе сдвигов, имеет взбросовую, а не сбросовую компоненту перемещений независимо от их ориентировок. С движением горных масс под континенты и вызванным им скучиванием континентальной литосферы можно связывать современное "внутриплитное" горообразование, охватывающее огромные пространства на востоке Азии и западе Северной и Южной Америки. Этим же процессом, возможно, объясняется развитие краевых морей как результат утонения и разрыва континентальной коры над движущимися под континенты мантийными образованиями. Скучивание и утолщение мантийной части литосферы континентов могут приводить к вовлечению ее нижних горизонтов в дальнейшие перемещения мантийных масс, т.е. к деструкции литосферы, компенсирующей ее наращивание в океанах. Оценить долю этого процесса в общем балансе литосферного вещества — задача будущего.

Не вполне ясно, в какой мере результаты изучения голоценовой тектоники как части неотектоники приложимы к более древним геологическим образованиям. Новейший этап развития Земли, как нам представляется, отличается от более ранних эпох мезозоя и кайнозоя не общей активизацией тектонических процессов, а лишь возрастанием величины и контрастности вертикальной составляющей перемещений. Возможно, это связано с увеличением суммарной эффективной вязкости литосферы, обусловленной повышенными теплопотерями при недавнем вулканизме [6]. Если так, то характерные для голоцена тектоническая расслоенность литосферы, деформируемость литопластин и некоторые следствия этих явлений в прошлом могли играть еще большую роль, чем сейчас.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андерсон Д.Л., Девонский А.М.* Сейсмическая томография. // В мире науки. 1984. N 12. С. 16—25.
2. *Артемов М.Е.* Изостатическая компенсация орогенных областей. // МГК. 27-я сесс. Тез. докл. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 20—21.
3. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
4. *Кожурин А.И., Трифонова В.Г.* Молодые сдвиги периферии Тихого океана. // Геотектоника. 1982. N 2. С. 3—18.
5. *Кольская сверхглубокая.* М.: Недра, 1984. 492 с.
6. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. Н.В. Лукина, В.И. Макаров, В.Г. Трифонов, Г.И. Волчкова. М.: Наука, 1985. 176 с.
7. *Кропоткин П.Н.* Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы. Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 20—29.

8. Макаров В.И., Трифонов В.Г., Шикин Ю.К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках // Геотектоника. 1974. N 3. С. 114–132.
9. Методы прогноза землетрясений. М.: Недра, 1984. 312 с.
10. Николаев А.В., Сапина Н.А. Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, N 1. С. 69–72.
11. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // ИЗВ. АН СССР. Физика Земли. 1985. N 1. С. 16–28.
12. Новый каталог сильных землетрясений территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
13. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника, 1967. N 5. С. 8–24.
14. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 224 с.
15. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
16. Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 91–102.
17. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. N 9. С. 3–16.
18. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
19. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
20. Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. N 11. С. 54–64.
21. Трифонов В.Г. Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия. Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 185–201.
22. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
23. Трифонов В.Г. Активные разломы и сейсмичность // Современная тектоническая активность на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 24–34.
24. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. N 2. С. 16–26.
25. Трифонов В.Г., Макаров В.И., Востриков Г.А. Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов // МГК. 27-я сесс. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 105–117.
26. Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, N 2. С. 412–416.
27. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов. Новосибирск: Наука, 1977. 107 с.
28. Greager K.C., Jordan T.H. Slab penetration into the Lower Mantle // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 5. P. 3031–3049.
29. Matthews D., Hirt A. Crustal thickening in Himalayas and Caledonides // Nature. 1984. Vol. 308. P. 497–498.
30. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 189, N 4201. P. 419–426.

А.А. Никитов

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современные движения земной коры — это, в нашем понимании, совместные перемещения и деформации недр и поверхности Земли (фундамента, осадочной оболочки и поверхности), происходящие в настоящее время, точнее в пределах нескольких сотен лет [30].

Главными методами изучения и количественной характеристики современных вертикальных движений остаются повторное нивелирование и уровенмерные наблюдения, а также геоморфологические, картографические, исторические, ландшафтные исследования [29]. Геофизические, в том числе сейсмологические, методы пока не стали массовыми и всеупотребительными.

Наблюдения и измерения проводятся на поверхности Земли или в непосредственной близости от нее (исключения единичны), а суждения и количественные оценки делаются применительно к земной коре. Между тем осадочная оболочка, особенно ее верхняя часть и, соответственно, поверхность могут перемещаться независимо от фундамента, в то время как движения фундамента передаются, как правило, через осадочную оболочку (возможно, в трансформированном виде) на поверхность.

В 50—60-годах изучение современных движений утвердилось, как в СССР, так и в международном масштабе, в качестве научного направления. Главная заслуга в этом принадлежит Ю.А. Мещерякову. Целый ряд разработок, выводов и рекомендаций этого исследователя [28, 29] до сих пор служит фундаментом изучения современных движений. Важно подчеркнуть, что Ю.А. Мещеряков, говоря о типизации движений, получаемых величинах скорости, указывал на необходимость проверки данных измерений до принятия их в качестве реальных характеристик современных движений земной коры [29]. Многообразие причин кажущихся или реальных изменений превышений отмечали и другие исследователи [21, 36, 37, 41].

Однако, как это нередко бывает при массовом развитии какой-либо отрасли и бурном накоплении экспериментального материала, предостережения и оговорки забылись, осторожность была оставлена, и многие исследователи принимали и принимают до сих пор (по большей части безоговорочно) получаемые при измерениях величины за реальные движения земной коры. Лишь некоторые отмечают, что имеют дело с движениями земной поверхности [6, 12, 39, 41, 42].

В последние годы в ходе исследований современных вертикальных движений наступил критический период, ибо накопилось слишком много сомнений, несоответствий и противоречий как в самих данных по современным движениям, так и при их сопоставлении с материалами других наук о Земле. Возникла настоятельная необходимость

их анализа. Именно поэтому мы обращаем внимание не на достижения (они несомненны), а на проблемы и нерешенные вопросы в области изучения современных движений.

Тектонические движения, как известно, подразделяются на региональные, зональные и локальные [9]. Здесь нами рассматриваются только движения региональные.

Одной из основных задач и важнейшим результатом изучения современных вертикальных движений в нашей стране считается составление и издание карт на обширные территории [19, 22, 23, 25, 28, 29, 38]. К настоящему времени опубликованы сводные карты современных вертикальных движений европейской части СССР [25, 28, 38], Восточной Европы [15], Фенноскандии [50], о-ва Сахалин [17], Карпато-Балканского региона [16, 18], а также карты отдельных стран Европы (см. [29, 51, 56, 57] и др.). Эти карты подвергаются дальнейшей обработке, в том числе статистической и математической, с целью выявления, с одной стороны, общих свойств таких движений, а с другой — в попытках корреляции современных движений с геологической структурой и движениями древними, а также с разного рода геофизическими полями.

В качестве примера попыток выявления характеристик современных вертикальных движений можно упомянуть работы М.В. Гзовского [9], В.А. Матцковой [26], И.Д. Гофштейна [11] по определению горизонтальных градиентов вертикальных движений, Ю.А. Мещерякова [16], И.В. Калашниковой, В.А. Магницкого [14], В.П. Головкова и Ф.Д. Нармирзаева [10] по выявлению волн движений. Исследования корреляционных соотношений включают сопоставление современных движений с морфоструктурами [29, 22], с гравитационным и другими геофизическими полями [13], а также с новейшими структурами и рельефом кристаллического фундамента [16, 2]. Исследователи приходят к кардинальным выводам о геологическом развитии, физических свойствах коры и о процессах в недрах Земли. При этом они находят объяснения слабым корреляциям, преодолевают несоответствия, ищут природные объяснения выявляемым изменениям. На этом пути число объяснений и гипотез растет вместе с числом несоответствий и несогласований.

В поисках причин несоответствий и трудностей интерпретации результатов мы обратимся не столько к объяснениям показанных на картах результатов, сколько к рассмотрению способов их получения, начиная со специфики самих измерений и включая способы составления карт.

Указанные и другие карты и их интерпретация базируются на трех главных допущениях: 1) нестабильность геодезических знаков за счет нетектонических причин исключается или сводится к пренебрежимо малым значениям; 2) ошибки измерений и вычислений при определении изменений высот пунктов существенно меньше получаемых значений; 3) вертикальные перемещения пунктов (участков, областей) в промежутках между измерениями происходят без изменения знака и с равномерной скоростью, а следовательно, отражают тренд тектонического происхождения.

В настоящее время при наличии в разных странах по многим линиям нивелирования серий повторных измерений и специальных исследований точности измерений и расчетов на разных исследовательских полигонах эти допущения не могут считаться бесспорными и вполне справедливыми. Иначе говоря, встает вопрос о репрезентативности карт, именуемых картами современных вертикальных движений земной коры, с точки зрения отражения ими действительно тектонических, т.е. глубинной природы и охвата, движений.

Репрезентативность карт современных движений земной коры. Обоснованность постановки такого вопроса в рамках данной публикации может быть показана главным образом на отдельных примерах и путем выявления резких несоответствий указанных трех допущений реальности.

1. О нестабильности поверхностных геодезических знаков и изменении перемещений с глубиной. Устойчивость реперов является предметом специального внимания геодезистов при производстве измерений и оценке их результатов. Факторы, обуславливающие нестабильность отдельных реперов и возможные их направленные или обратимые сезонные и многолетние приповерхностные перемещения, как естественного, так и техногенного характера, известны [21, 41]. Например, 30-летние высокоточные измерения на полигоне в Праге показали [48] периодические и направленные смещения реперов в пределах только 1 мм/год, но в определенной зависимости от грунтовых условий, рельефа и типа знаков.

Специальные тщательные исследования последних лет на Алма-Атинском полигоне установили лишь незначительные (по сравнению с общими измеряемыми перемещениями) квазипериодические колебания с амплитудой $\pm 0,25$ мм/год и необратимые изменения высотного положения порядка 0,75 мм/год [32]. Заметим, что речь идет о грунтовых реперах, заложенных особенно тщательно на глубине 2,5—3 м, т.е. находящихся в более благоприятных по сравнению с массой рядовых реперов на линиях нивелирования СССР. Последние закладываются по большей части на глубину 1,5—2 м и не могут без специальных доказательств считаться столь же стабильными, как и отмеченные реперы Алма-Атинского полигона.

М.С. Успенский [41] в свое время пришел к выводу о необходимости закладывать фундаментальные глубинные реперы на глубину 15—20 м, что, однако, на линиях государственного нивелирования не реализовано. Специальные 4-летние исследования влияния глубины заложения знаков на их подвижность, осуществленные на двух опытных площадках в Словакии (в Малых Карпатах и в Придунайской низменности), обнаружили сильную зависимость измеряемых величин смещений от глубины закладки реперов [53]. Реперы закладывались путем забивки шестов в четвертичные отложения на шесть разных глубин — от 1 до 7,3 м, измерения велись относительно глубинного репера (заложеного на глубину 10 м) в Придунайской низменности и относительно скального репера в Карпатах (рис. 1). В Карпатах стабильными оказались только реперы с глубиной заложения более 4 м, в то время как менее глубокие обнаруживали

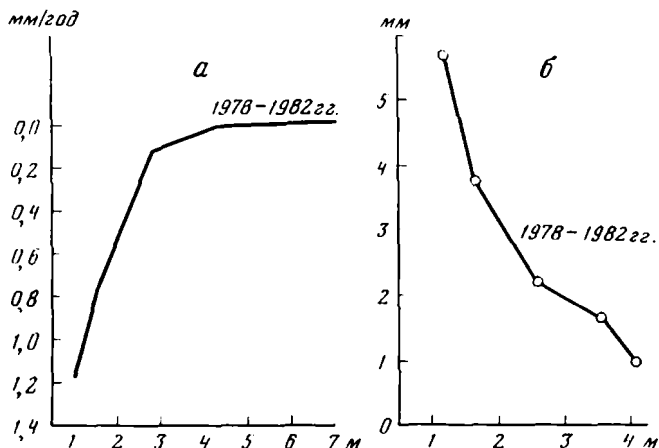


Рис. 1. Зависимость годовых величин скорости (а) и максимальной амплитуды смещений реперов (б) от глубины их заложения по П. Марчаку [53]. Исследовательские полигоны в Малых Карлатах (а) и Придунайской низменности (б)

опускание со скоростью до 1—1,4 мм/год. В Придунайской низменности годовые амплитуды смещения реперов, заложенных на глубину 4 м, составляли 1 мм, между тем как менее глубокие испытывали годовые колебания свыше 5 мм. Вывод автора этого исследования П. Марчака вполне определен: реперы, заложенные мельче 4—5 м, подвергаются сильным экзогенным воздействиям, и их смещения не отражают реальных перемещений земной коры.

Яркий пример влияния сезонных изменений влажности на вертикальные перемещения реперов известен на полигоне Лишов в ЧССР [55]. Амплитуда сезонных колебаний высоты головки нивелирных знаков в 1971—1972 гг. достигала здесь 20 мм, уменьшаясь в целом с глубиной заложения реперов (относительно знака, заглубленного на 11 м). Среди знаков, заложенных на глубину 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 и 4,0 м, только для последнего амплитуда сезонных колебаний находилась в пределах 1 мм относительно глубинного репера [55].

В Криворожье при сравнении перемещений обычных реперов глубиной 2,3 м в глинах с глубинными (100—150 м) установлены колебательные термоупругого характера смещения поверхности с периодом в 1 год и амплитудой до 8 мм [6].

Приведенные примеры показывают, что измерения, проводимые в разные сезоны (и в разные по гидрометеорологическим показателям годы) по реперам, заложенным на глубину 1,5—2 м, могут быть отягощены существенным влиянием факторов, не имеющих отношения к движениям земной коры и даже осадочной оболочке как таковой. Такого рода приповерхностные перемещения, возможно, имеют место и в ряде других районов, поэтому без целенаправленных специальных исследований результаты измерений протяженных линий не могут считаться от них свободными. Важно, что рассматриваемая компонента смещений не снимается путем практикуемой визуальной выбра-

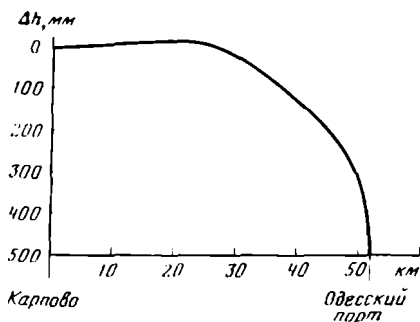
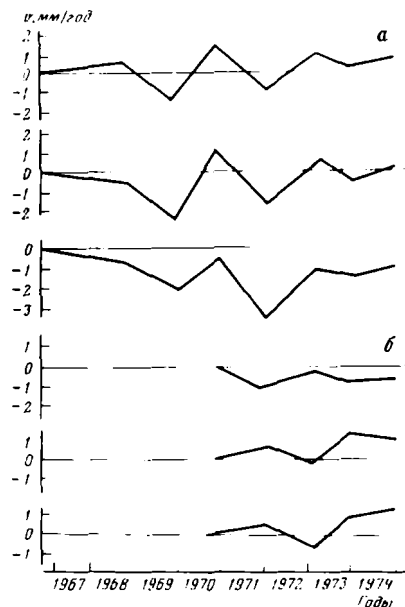


Рис. 2. График перемещения уровнемерного поста в г. Одессе по М.С. Успенскому [42]

Рис. 3. Сравнение одновременных перемещений на поверхности (а) и на глубине 380 м (б) на полигоне в Донбассе по В.С. Вереде и др. [5]



ковки нестабильных по инженерно-геологическим условиям и аномальных по измеренным смещениям реперов [44].

Возможной причиной искажения результатов измерений с точки зрения определения региональных вертикальных движений может явиться использование ненадежных или заведомо подверженных нектоническим перемещениям пунктов относимости, в частности на морских побережьях. Так, для г. Одессы по уровнемерным наблюдениям выведена скорость опускания $-5,1$ мм/год в отличие от значений на других постах Черного моря $1-1,5$ мм/год. По геодезическим измерениям [42] Одесский порт погружается относительно прилежащей Причерноморской низменности со скоростью $8,8$ мм/год (рис. 2). Поскольку город стоит на прибрежном оползневом массиве, большая часть величины опускания получается за счет продолжающегося оползания городской территории [1, 42]. Между тем локальная скорость опускания порта использована в качестве исходной при расчетах движений и построений ряда карт [15, 16, 18]. То же относится к пунктам Осипенко и Варна на Черном море, также подверженным оползанию.

При построении карты на территорию Прибалтики среди других в качестве исходного абсолютного использовано значение, полученное на уровнемерном посту в Таллинском порту. Это значение $-2,5$ мм/год находится в противоречии с комплексом данных о голоценовом и современном поднятии побережья Северной Эстонии со скоростью в несколько миллиметров в год (см. [38, 30]). Принятие этого значения привело к тому, что Северная Эстония была показана [15] как территория опускающаяся. Между тем специальными геодезическими и гидрогеологическими измерениями долговременного характера уста-

новлен локальный характер опускания порта Таллин за счет откачки подземных вод и нагрузки возводимых на рыхлых грунтах сооружений [24, 4]. Недавно это подтверждено еще более подробными наблюдениями С.Д. Яшук (устное сообщение).

Подобные искажения действительных величин региональных движений за счет локальных смещений нетектонического характера в пунктах относимости могут иметь место и на других уровневых постах, особенно в условиях растущих крупных городов, но их отбраковка или определение доли техногенных движений при составлении карт производятся далеко не всегда, а лишь в отдельных случаях.

Особого внимания требует вопрос о несоответствии перемещений на поверхности и в недрах Земли на доступных глубинах. Априорно можно думать, что смещения, если и согласуются по знаку, то имеют различные амплитуды и скорости. Это следует из множественной и резкой выраженности экзогенных факторов в приземном слое атмосферы, на поверхности и в приповерхностных грунтах. С этой точки зрения весьма показателен, хотя пока и уникален, пример одновременных подземных и наземных геодезических измерений в Донбассе [5]. Здесь в течение 1971—1975 гг. проводились одновременные нивелирования на поверхности и под землей на глубине 380 м (рис. 3). На обоих уровнях реперы испытывали знакопеременные движения (частично в противофазе), но на глубине их амплитуда оказалась меньше в 1,5—3 раза (1—2 мм против 3—3,5 мм в среднегодовом значении). Эти данные, как и примеры, рассмотренные выше, не позволяют измеряемые на поверхности смещения считать адекватными движениям земной коры.

2. Об ошибках измерений и расчетов современных вертикальных движений. Хорошо известны многочисленные исследования по выявлению конкретных причин и оценке величин искажений результатов при измерениях протяженных линий [41, 21, 37, 33, 27, 43], а также многие другие. Хотя погрешности, в частности за счет изменчивости атмосферных факторов, способов закрепления переходных точек, стабилизации приборов и др., при выполнении требований существующих инструкций по высокоточному нивелированию сводятся к минимуму, тем не менее на длинных линиях и полигонах большого периметра (особенно в условиях горного рельефа) возможно и реально определено накопление существенных ошибок, по-видимому, систематического характера [37, 44]. Значения таких ошибок при составлении карт учитываются и обычно приводятся на самих картах (в виде врезок) или в объяснительных записках.

Так, на карте Восточной Европы [15, 44] с сечением изолиний 2 мм/год ошибки определены в пределах $\pm 1 \div 2,5$ мм/год — в зависимости от расстояния до морских побережий и обеспеченности уровневными наблюдениями. В то же время для 32% полигонов с периметром более 500 км, которые также явились геодезической основой карты, невязки превышают 3 мм/год [44]. Обычно указанные на картах пределы ошибок принимаются без дальнейших оговорок за действительную точность карт и, соответственно, за точность определе-

ния современных движений земной коры. Однако такая практика далеко не безупречна, даже если говорить о движениях земной поверхности.

Целенаправленные исследования на специальных полигонах обнаружили возможность весьма значительного искажения измеряемых превышений за счет искривления визирного луча в результате действия рефракции [33, 43]. В районах с расчлененным рельефом и на склонах с затяжными уклонами велики систематические ошибки за счет рефракции и уклона, причем они имеют свойство возрастать по мере увеличения уклона линии измерений и ее протяженности.

Для Талгарского профиля длиной 7 км и с разностью высот 240 м в горах Заилийского Алатау С.В. Энман [43] определила систематическую ошибку за счет ряда факторов (при средних значениях каждого источника ошибок) в 1 мм/км (или $\pm 2,8$ мм на 100 м превышения), в том числе за счет рефракции около 0,1 мм/км. Подобные исследования дополнительных источников ошибок долгое время не принимались во внимание и не влияли на практику стандартного государственного нивелирования, лежащего в основе составляемых карт. Однако недавние исследования влияния рефракции и температуры инварной полосы рейки, проведенные в США, даже на линиях вне горного рельефа, резко меняют положение.

Несколько специалистов независимо друг от друга обнаружили тесную корреляцию между гипсометрией линий нивелирования и значениями изменений превышений вдоль них, откуда возникло предположение о наличии систематических ошибок в измерениях за счет одно-родных уклонов склонов [46, 47].

Последующие исследования с использованием усовершенствованных приемов измерений и расчетов позволили достоверно установить, что выведенные первоначально в качестве вертикальных движений земной коры разности превышений в ряде линий являются фиктивными и возникли за счет влияния рефракции, недоучета температуры инварных полос реек и т. п. На известном "поднятии Палмдейл" в Калифорнии после введения поправок за рефракцию величина "движений" была уменьшена с 35 см до 7 см, но и этот остаток, по мнению С. Холдала [46], может быть обусловлен ошибками (рис. 4).

Многократное повторное нивелирование на исследовательском полигоне в Пенинских горах на юге Польши установило [7] даже на небольших расстояниях порядка 5 км возможность ошибок до $\pm 1,8$ мм за счет искажения истинной длины метра реек и рефракции на линиях со значительным уклоном (даже при длине визирной линии 13 м, т.е. много короче используемой при стандартных измерениях в СССР).

Факты отчетливой корреляции между изменением измеренных превышений и рельефом известны и во многих других местах, например на Кавказе [15], в Тянь-Шане [35], в Западных Карпатах [52]. В этих случаях, как и на большинстве нивелирных линий в условиях расчлененного рельефа, поправки за рефракцию, если и вводились, то по стандартным инструкциям, без учета новых разработок. На этих линиях трудно считать результаты измерений достаточно репре-

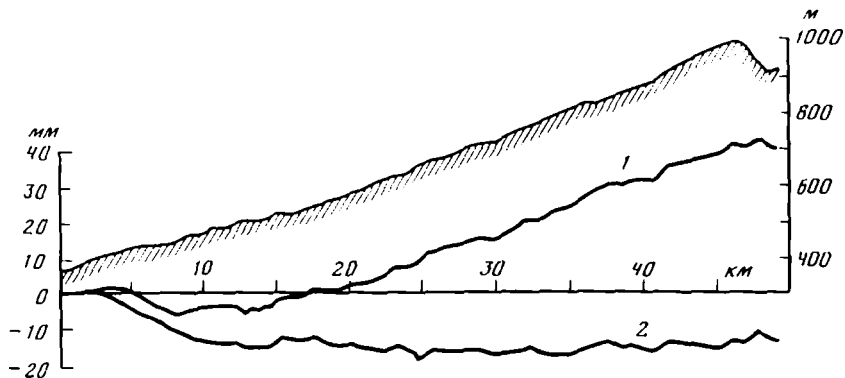


Рис. 4. Результаты изменения превышений по данным повторного нивелирования без учета рефракции (1) и после введения поправок за рефракцию и температуру инварной полосы реек (2) по С. Холдалю [46]. Вверху гипсометрический профиль линии нивелирования

резентативными для суждения о современных движениях земной коры или даже поверхности.

Специальный геодезический анализ Карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы [15] путем сопоставления "приведенных" по этой карте невязок нивелирных полигонов и "измеренных" невязок по нивелированиям, не использованным при составлении карты, показал недостоверность или слабую достоверность карты на целом ряде участков [20]. Эта независимая, именно геодезическая проверка карты в дальнейшем осталась без внимания, и подобные исследования не были продолжены.

С рассматриваемой точки зрения серьезное значение имеет недавняя работа С. Мейера [54], исследовавшего проблему с другой стороны. Им выведены и сравнены автокорреляционные функции сигналов, принимаемых за современные вертикальные движения земной коры, и отдельно, по нескольким моделям, ошибок в зависимости от расстояния между соседними пунктами. Эта статистическое исследование осуществлено на основе опубликованных карт раздельно для территорий ГДР, Богемского массива (запад ЧССР) и всей Восточной Европы в целом. Во всех этих случаях автокорреляционные функции так называемых движений коры (по эмпирическим данным) хорошо совпадают с таковыми ошибок (по той или иной расчетной модели) (рис. 5). Отсюда неизбежно делается вывод, что, за исключением отдельных районов (в первую очередь Панонского бассейна и его окружения), изображаемые на картах в качестве скорости движений значения вполне могут быть отнесены на счет первичных ошибок измерений и процедуры расчетов [54].

3. О неравномерности во времени скорости смещений поверхности и о колебательном характере перемещений. Посылка, лежащая в основе всех карт современных вертикальных движений, состоит в допущении равномерности и однонаправленности перемещений в промежутках между геодезическими измерениями [38, 28, 29, 36, 25, 44]. Такая по-

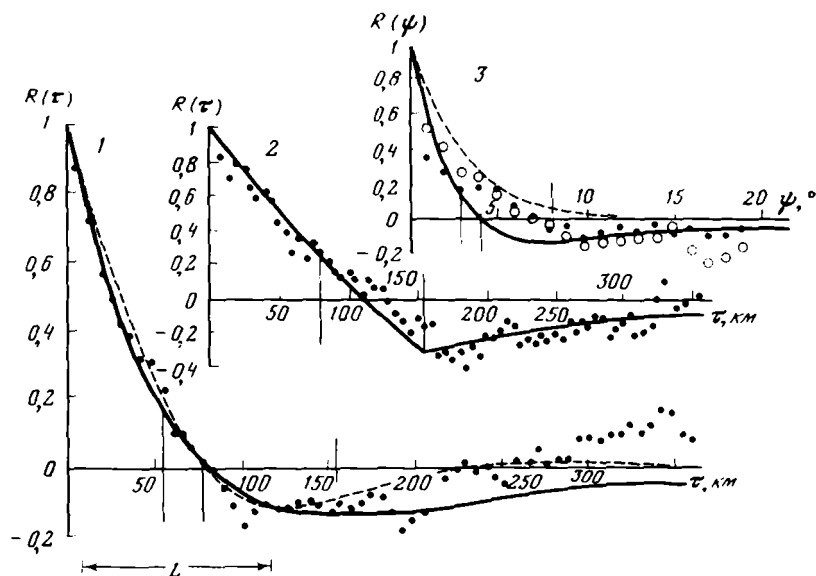


Рис. 5. Сравнение автокорреляционных функций вертикальной компоненты современных движений земной коры (эмпирические данные) и ошибок (модель) по С. Мейеру [54]

сылка, необходимая для выявления тренда движений, не противоречила фактическим наблюдениям до тех пор, пока измерения для большинства линий имели одно-два повторения. Влияние короткопериодических колебаний поверхности предлагалось подавлять путем использования интервалов между нивелированиями не менее 20 лет [38, 25, 42]. Однако за последние 20 лет ситуация изменилась.

Неоднократные повторные высокоточные нивелирования по линиям разной протяженности, с разным интервалом — от 1 года до 25 лет и более, установили знакопеременный, нередко с зеркальным отражением, характер изменений превышений в пределах как высокоподвижных областей, так и платформ, заведомо вне связи с вулканическими извержениями и сильными землетрясениями (см., например, [35, 52, 39]).

Целый ряд исследователей, независимо друг от друга, в разных по геологическому строению и другим условиям районах выявили годичные и другие по продолжительности (5—6, 10—11 лет и др.) квазипериодические колебательные перемещения поверхности и приповерхностных слоев с амплитудой в пределах 1 мм/год и более [5, 6, 48, 40, 39, 56]. Важно, что за последние 20 лет стали известны многие примеры изменения знака перемещений реперов и на длинных трассах нивелирования от эпохи к эпохе. Именно поэтому получаемые значения скорости изменения высот и их размах, как правило, уменьшаются по мере увеличения числа повторных измерений по каждой линии и интервала повторения [25].

Для иллюстрации на основе нового материала зависимости получаемых значений от длительности интервалов повторений (для уров-

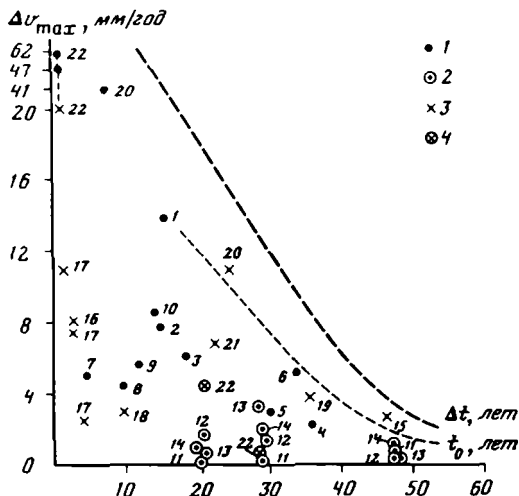


Рис. 6. Зависимость максимальной амплитуды величин скорости современных вертикальных смещений поверхности от интервала времени между измерениями (для уронемерных расчетов — от времени осреднения) в окрестностях Каспийского моря

1, 2 — платформенные области по данным: 1 — повторного нивелирования, 2 — уронемерных наблюдений; 3, 4 — подвижные области по данным: 3 — повторного нивелирования, 4 — уронемерных наблюдений

немерных наблюдений — от длительности времени осреднения) обратимся к графику (рис. 6). Здесь обобщены соответствующие данные по побережьям Каспийского моря, полученные как на основе нивелирования, так и по уронемерным наблюдениям. Видно, что интервал повторения сказывается не только при использовании данных нивелирования (изменение значений в 10 раз и более), но и при оперировании уронемерными данными (изменение значений в 4 раза), как для подвижных областей, так и для платформ.

Очевидно, что если для построения карты современных вертикальных движений какой-либо территории используются линии нивелирования с разными интервалами повторения измерений и к тому же осуществленных в разные эпохи и отнесенных к разным по времени и длительности уронемерным наблюдениям, то различия полученных значений будут в первую очередь отражать смещения разной периодичности и амплитуды в разные фазы разных колебаний, но не тренд современных изменений высот земной поверхности. Для представительности и сравнимости получаемых величин смещений (т. е. для обеспечения равнозначности) важно обеспечивать или измерения всегда в одни и те же фазы смещений, или осреднение за одни и те же достаточно длительные периоды времени. Ни то, ни другое в настоящее время не осуществимо для обширных территорий как ввиду недостатка сведений, например, о периодичности движений в разных районах, так и по соображениям организационно-практического характера.

**Сопоставление значений современных движений земной коры для столиц
восточноевропейских стран по разным картам, мм/год**

Город	1968 [8]	1973 [15]	1977 [3]	1979 [16]	1982 [48]	1984 [24]	1985 [18]	1985 [51]
Бухарест		-1,7		-0,5			0,0	-1,0
София		+0,3	$\geq -2,0$ $\approx 1,0$	-0,6			-1,8	
Будапешт		-2,3		+0,5			-0,5	
Прага	-0,5	-0,2			0,0	+0,5		
Варшава		-0,5						-3,5

В стремлении использовать максимальное число линий повторно-го нивелирования при составлении карт обширных территорий составители на практике включают в обработку линии с разными эпохами и разными интервалами повторения нивелирования, в том числе менее 20 лет и даже 6—8 лет [44, 19], подчас используются неравноточные и не приведенные к определенной эпохе уровенмерные данные. При составлении таких "синтетических" карт на большие территории не может не нарушаться основополагающий принцип равноточности карт [37]. Соответственно карты на большие территории, особенно вдали от уровенмерных постов, даже рассматриваемые как карты движений поверхности (но не земной коры), не могут считаться равноточными и однородными в отношении долговременного тренда движений. Положение усугубляется тем, что из самих карт и сопроводительных материалов не следует, какие участки могут считаться отражающими тренд, а какие — короткопериодическими, в значительной мере случайно захваченными нивелировками, флюктуациями. Не разделяются на картах также движения естественной природы и техногенные.

Вышесказанное приводит к тому, что составленные одним и тем же способом на одну и ту же территорию, но для разных периодов и разных по продолжительности отрезков времени карты не соответствуют друг другу. Так обстоит дело и с картами современных вертикальных движений европейской части СССР 1958 (1963) и 1973 гг. [38, 25, 15]. На этих картах значительные части территории отличаются по значению скорости на 2—4 мм/год (при формально оцененных ошибках в пределах $\pm 1 \div 2,5$ мм/год), на ряде участков знак движений оказывается противоположным, а максимальное расхождение (в Предкарпатье) достигает 14 мм/год. В принципе та же картина, хотя и не столь резкая в количественном выражении, наблюдается при сравнении ряда национальных карт, например Польши, Чехословакии, или региональных, например Карпато-Балканского региона [16, 18]. В простейшем виде это демонстрирует таблица. Даже принимая во внимание, что эвстатическое повышение уровня моря в одних случаях учитывается (1973, 1977 гг. — Болгария, 1985 г. — Польша), а в других нет, различия приводимых значений слишком велики, чтобы их можно было в каждом случае принимать за реальные

характеристики движений земной коры. При рассмотрении различий карт обычно причину ищут в разной точности исходных данных, различиях в способах их обработки и выбора пункта (пунктов) относимости. Но в таком случае правомерно ставить вопрос о том, имеются ли вообще способы надежной регистрации тренда движений с необходимой точностью (порядка десятых долей миллиметров в год) во внутриконтинентальных областях.

Соотношения изображаемых на картах движений с другими данными. Помимо изложенных выше теоретических и методических оснований для сомнений в реальности изображаемых на картах движений именно как современных тектонических движений, имеется целый ряд конкретных несоответствий этих карт геологическим и геофизическим данным.

Укажем отдельные, но принципиального характера, несоответствия между структурой и направленностью неотектонического развития с одной стороны, направленностью и скоростью современных движений, как они даны на упомянутых картах, с другой.

Так, на карте [15] Уральская горная страна показана как опускающаяся абсолютно и относительно со скоростью до $4 \div 6$ мм/год, что противоречит известным неотектоническим и структурным данным. Между тем обработка материалов повторного нивелирования применительно к региону обнаружила, что Средний Урал испытывает поднятие со скоростью $1 - 2$ мм/год относительно прилежащих на востоке и западе низменностей [45]. Та же тенденция при меньших значениях скорости обнаружена по данным уровневых наблюдений вдоль полярного побережья в отношении Пай-Хоя [30, 53], что согласуется с данными о развитии берегов в голоцене. Объяснение появившейся на указанной карте ошибки можно видеть в том, что значения скорости движений для Урала были получены путем нивелирования висячих линий длиной тысячи километров, на большом удалении от уровневых постов и в накоплении значительных систематических ошибок.

На той же карте [15] Прикаспийская низменность, в противоположность всем известным структурно-тектоническим и геоморфологическим данным, показана как поднимающаяся со скоростью 3 мм/год. В данном случае анализ данных нивелирования не позволяет говорить о столь значительных ошибках, но вместе с тем нельзя признать поднятие и длительной тенденцией тектонического характера [21, 34]. В поисках объяснения этого несоответствия было обращено внимание на совпадение во времени нивелирования в районе с годами резкого падения уровня Каспийского моря и осушения больших пространств в северной части его акватории. В этом случае естественно считать поднятие Нижнего Поволжья временным и местным за счет резкого снятия нагрузки водных масс именно у северных берегов Каспия [21, 30].

От отдельных несоответствий перейдем к рассмотрению искомым соотношений для обширных территорий, таких, как Восточно-Европейская платформа и ее крупные части. Анализируя первую карту современных вертикальных движений европейской части СССР [38], Ю.А. Мешеряков [29] определил соответствие современных под-

нятий и опусканий геологическим структурам на 70% площади. Было немало попыток выявления подобных соотношений для других территорий с платформенными структурами разного порядка, давших примеры как соответствия, так и несоответствия (полного или частичного) древних и новейших структур с вертикальными перемещениями, определяемыми по геодезическим данным. Объяснения обычно сводились к признанию унаследованности или, наоборот, перестройки и смены знака современных движений по сравнению с движениями предшествующего времени. Однако такое объяснение теперь представляется не единственным и даже не наиболее вероятным.

Дело в том, что в приводимых на картах значениях современных движений скрыто сказывается влияние рельефа, а через него нередко и структурно-тектонических условий и истории тектонического развития. Это происходит двояким способом: во-первых, как показано в разделе 2, гипсометрические условия, особенно при наличии затяжных уклонов и значительных перепадов высот, при существующих способах производства измерений сами ведут к систематическим искажениям, имитирующим движения. Так возникает корреляция (прямая или обратная) с рельефом, принимаемая за проявление современных вертикальных движений земной коры, унаследованно (или обращенно) по отношению к тектоническим движениям геологического прошлого.

Вторая причина видимых связей с рельефом кроется в способах составления карт, а точнее рисовки изолиний скорости. В условиях относительно редкой сети линий повторного нивелирования на обширных территориях изолинии скорости традиционно проводят с учетом рельефа (морфоструктур) и сведений о геологическом строении (развитии) территории. Тем самым уже в процессе составления карт "связь" с рельефом и неотектоническим развитием закладывается в содержание (по крайней мере, в геометрию) карт.

Возвращаясь к европейской части СССР, отметим, что обработка карты 1973 г. [15] с точки зрения соответствия геологической структуре обнаружила коэффициент корреляции 0,2 [14], т.е. практическое отсутствие корреляции. Более тщательные на основе статистики корреляции между изображенными на карте 1973 г. [15] современными движениями, новейшими тектоническими структурами, глубиной залегания фундамента установили практическое отсутствие корреляции между перечисленными характеристиками на региональном уровне [2].

Здесь уместно вспомнить, что еще при анализе карты 1958 г. по факту случайного расположения областей наибольших поднятий и опусканий относительно наиболее резко выраженных гравитационных аномалий и участков нулевых аномалий геодезическими способами была доказана независимость определенных современных движений от гравитационного поля Восточно-Европейской платформы [13].

Для изображенных на карте 1973 г. современных движений значимые корреляции (с коэффициентом 0,5–0,6) с новейшей тектоникой и глубиной залегания фундамента получены для отдельных структур [2]. Разделение названных характеристик с помощью тренд-

анализа на региональные и локальные дало возможность установить определенную унаследованность во времени для региональной составляющей и связь локальных составляющих для отдельных районов (структур) с меридиональными "волнами" поднятий и опусканий. Даже если отвлечься от возможных неточностей карты и возможного отражения на ней короткопериодических приповерхностных перемещений, предстоит специально доказать, что в полученных результатах не отразился эффект рельефа, о чем шла речь выше.

Вместе с тем имеется аспект для исследования действительной связи измеренных на поверхности вертикальных смещений с геологическим строением и структурой подстилающих пород. В тех случаях (регионах), где карты отражают действительную тенденцию движений поверхности (а не перемещения неустойчивых или приповерхностных реперов), сопоставление их с распространением и структурой осадочного чехла может быть значимо с точки зрения генезиса движений поверхности. Речь идет о флюидодинамических движениях осадочной оболочки и поверхности Земли за счет меняющегося давления пластовых подземных вод, газов и нефти [30]. Как и само содержание флюидов, эти движения пространственно должны быть связаны с распространением осадочной оболочки, а количественно — с ее мощностью и характером, что в свою очередь определяется особенностью геологического развития и тектонической структурой осадочных бассейнов. Поэтому неудивительны отмечаемые в ряде случаев закономерные соотношения измеренных на поверхности движений с внутренней геологической структурой платформенных равнин, предгорных и межгорных прогибов, хотя это и не свидетельствует, строго говоря, о соответствующих движениях кристаллического фундамента (земной коры).

Возможность флюидодинамических движений теперь признается рядом исследователей [14, 39], однако изучение их возможного проявления через геологическую структуру пока в природных условиях не осуществлено в необходимых масштабах и с достаточной строгостью. Если исключить приморские (и островные) территории, где ошибки нивелирования снижаются за счет корректирующей роли уровенных данных, и области проявления гляционизостазии, где величины движений заведомо больше ошибок измерений и где ярко выражен тренд, то на обширных континентальных пространствах сопоставление показываемых на картах движений земной коры с геологической историей и структурой не имеет значения, которое ему приписывают, и не достигает цели. Иными словами, каковы бы ни были полученные значения корреляции, они не могут рассматриваться в качестве надежного показателя унаследованности или обращенности тектонического развития территории или изменения темпа движений в геологическом аспекте, поскольку не ясно, в какой мере в разных местах показанные на картах современные вертикальные движения отражают реальные движения глубинной природы.

Заключительные положения. Заключение Ю.А. Мещерякова [29] о том, что "платформам свойственны скорости современных движений

порядка миллиметров в год и лишь в отдельных районах платформ скорости несколько превышают сантиметр в год", подтвержденное и впоследствии [9], надо в свете новых данных понимать так, что речь идет об измеряемых на поверхности перемещениях с изменением знака в осадочной оболочке, отвлекаясь от специфических районов, указанных ниже.

Измеряемые на поверхности вертикальные перемещения со скоростью в миллиметры в год на большей части платформенных равнин отражают различные по происхождению, глубинности, направленности и скорости процессы. Ведущую роль в этом смысле в пределах осадочных бассейнов, пропорционально их размерам и мощности осадочного чехла, по-видимому, играют флюидодинамические колебательные движения.

Сказанное ни в коем случае не означает, что истинные движения земной коры на платформах вообще не проявляются и не могут быть зафиксированы с помощью измерений. В целом ряде районов, прежде всего в областях проявления гляциоизостазии, рифтогенеза, активного вулканизма и крупных сейсмических событий, нет оснований сомневаться в глубинной, действительно тектонической природе измеряемых геодезическими способами современных движений. В этих случаях легко выявляются полная их корреляция по месту и скорости с движениями предшествующего времени, закономерная связь с геологическими структурами и поверхностными проявлениями, закономерное пространственное распределение изменений скорости и превышение величин скорости над возможными ошибками измерений [30, 49]. По этим признакам на картах современных вертикальных движений к таким районам могут быть отнесены Фенноскандия, полярные побережья СССР, Паннонский бассейн, о-в Сахалин и некоторые другие приморские районы.

В других местах и вне периодов сейсмической активности истинно тектонические движения вряд ли имеют скорость выше долей миллиметров в год и подавляются "шумом" более интенсивных и знакопеременных движений и приповерхностных смещений другой природы.

За отмеченными исключениями, существующие карты современных вертикальных движений земной коры не могут считаться надежно отражающими количественно реальные тектонические движения земной коры. Их можно считать отражающими тренд современных вертикальных перемещений земной поверхности, если при их составлении выполнены следующие условия: 1) равноточные измерения в первую и вторую эпохи; 2) использование результатов измерений с интервалом не менее 20 лет, произведенных в одинаковые сезоны года и в близкие сроки; 3) использование длинных (не менее чем за 30 лет) рядов равномерных наблюдений на нескольких постах (с исключением подверженных техногенным или естественным экзогенным процессам); 4) применение одинаковых способов обработки результатов измерений для каждой эпохи; 5) учет участков и величин техногенных движений. При несоблюдении этих условий, что обычно имеет место,

значимость составляемых карт, особенно карт тренда, т.е. прогнозных, сомнительна и должна оцениваться отдельно применительно к каждому конкретному региону и массиву исходных данных.

В будущем целесообразно отдельно составлять или выделять на общих картах участки техногенных движений (поверхности и осадочной оболочки), карты движений коры, связанных с проявлением сильных землетрясений и вулканических извержений (в том числе грязевых вулканов), карты движений земной коры и осадочной оболочки, связанных с резкими изменениями объема (уровня) замкнутых водных бассейнов и крупных водохранилищ.

Только с учетом всех этих типов движений и при исключении приповерхностных перемещений реперов за счет гидрометеорологических причин (экзогенных факторов) можно приблизиться к познанию, а тем более количественной оценке истинно тектонических, т.е. глубинной природы, современных вертикальных движений земной коры в региональном масштабе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бачманов А.П. Изучение современных вертикальных движений земной поверхности на территории г. Одессы // Современные движения земной коры. М.: Наука, 1963. № 1. С. 133—140.
2. Бронгулеев В.В., Грачев А.Ф., Калашикова И.В., Магницкий В.А. О связи современных и новейших движений земной коры с глубиной залегания фундамента Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 4. С. 17—30.
3. Бурилков Г. Исследование современных вертикальных движений земной коры в Болгарии // Изучение современных движений земной коры на геодинамических полигонах. Братислава, 1977. С. 169—177.
4. Валлер Л.К. Оседание земной поверхности вследствие подземного водозабора на территории Таллина // Современные движения земной коры. Тарту, 1965. № 2. С. 294—301.
5. Вереща В.С., Юрченко Б.К., Суворцев В.Г., Урманцев Ф.М. Результаты исследований современных движений земной коры на Донбасском геодинамическом полигоне за 1966—1977 гг. // Современные движения земной коры. Киев: Наук. думка, 1980. С. 190—195.
6. Волков В.И. Об оценке влияния гидрометеорологических факторов на современные движения земной поверхности // Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука, 1983. С. 150—153.
7. Выржиковски Т. Геодезические работы на опытных полигонах Чорштын // Изучение современных движений земной коры на геодинамических полигонах. Прага, 1982. С. 83—89.
8. Высокочил В., Высокочил П., Цимбальник М. Об исследовании современных движений земной коры в Чехословакии // Современные движения земной коры. М.: Наука, 1968. № 4. С. 268—274.
9. Гловский М.В., Никонов А.А. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разным тектоническим режимом и сейсмичностью // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 10. С. 17—33.
10. Головяков В.П., Нармизаев В.Д. Пространственная структура современных вертикальных движений земной коры и ее связь с геотектоникой // Узб. геол. журн. 1985. № 3. С. 14—17.
11. Гофштейн И.Д. Карта градиентов скоростей современных вертикальных движений европейской части СССР // Геоморфология. 1975. № 1. С. 23—26.
12. Донабедов А.Т., Сидоров В.А., Филькин В.А. Современные вертикальные движения земной поверхности в нефтегазоносных областях // Современные движения зем-

- ной коры: Исследования на геодинамических полигонах. Новосибирск: Наука, 1978. С. 162–169.
13. *Калашникова И.В.* О связи современных вертикальных движений с гравитационным полем // Геоморфология. 1970. N 3. С. 62–68.
 14. *Калашникова И.В., Магницкий В.А.* Об унаследованном характере современных движений земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. N 10. С. 13–20.
 15. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2 500 000. Под ред. Ю.А. Мещерякова. М.: ГУГК, 1973.
 16. Карта современных вертикальных движений земной коры в Карпато-Балканском регионе. Масштаб 1:1 000 000. Под ред. И. Йоо. Будапешт: Картография, 1979.
 17. Карта современных вертикальных движений земной коры о-ва Сахалин. Масштаб 1:1 250 000. М.: ГУГК, 1981.
 18. Карта современных вертикальных движений в Карпато-Балканском регионе. Масштаб 1:1 000 000. Под ред. И. Йоо. Будапешт: Картография, 1985.
 19. *Кашин Л.А., Мещерский И.Н., Остаф О.М., Певнев А.К.* Карта вертикальных движений земной коры на территории СССР // Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности: Тез. докл. М., 1986. С. 37–38.
 20. *Корокина Т.П.* Геодезический анализ карты современных вертикальных движений земной коры европейской части СССР // Современные движения земной коры. Тарту. 1973. N 5. С. 34–41.
 21. *Леонтьев Г.И.* Временные атмосферные и водные нагрузки на земной поверхности и их влияние на высокоточное нивелирование в Нижнем Поволжье // Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. N 1. С. 112–117.
 22. *Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е.* Проблемы содержания, типологии и методики составления карт современных тектонических движений // Современные движения земной коры: Теория, методы, прогноз. М.: Наука, 1980. С. 76–84.
 23. *Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е., Благоевлин Н.С.* и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР // Геоморфология. 1972. N 1. С. 3–18.
 24. *Лутсар Р.В.* Смещение реперов нивелирной сети г. Таллина // Современные движения земной коры. Тарту, 1965. N 2. С. 288–293.
 25. *Матцова В.А.* Уточненная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на западе европейской части СССР и некоторые соображения о периоде этих движений // Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. N 1. С. 73–87.
 26. *Матцова В.А.* Карта градиентов скорости современных вертикальных движений земной коры европейской части СССР и исследование периодичности движений // Современные движения земной коры. Тарту. 1973. N 5. С. 42–48.
 27. *Мещерский И.Н.* О точности нивелирования I класса в горных районах // Современные движения земной коры: (Исследования на геодинамических полигонах). Новосибирск: Наука, 1978. С. 169–171.
 28. *Мещеряков Ю.А.* Современные движения земной коры // Природа. 1958. N 9. С. 15–24.
 29. *Мещеряков Ю.А.* Вековые движения земной коры: Некоторые итоги и задачи исследований // Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. N 1. С. 7–24.
 30. *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
 31. *Никонов А.А.* Современные вертикальные движения побережий северных и дальневосточных морей СССР // Геология и геофизика. 1980. N 12. С. 71–78.
 32. *Остроупко П.А.* Новые исследования устойчивости нивелирных знаков на Алма-Атинском геодинамическом полигоне и некоторые аспекты их интерпретации // Теоретические вопросы исследования современных движений земной коры. М.: Сов. радио, 1980. С. 52–60.
 33. *Патова З.Ф.* Накопление и компенсация ошибок от влияния внешних условий при геометрическом нивелировании линий с затяжными уклонами // Современные движения земной коры. М.: Наука, 1968. N 3. С. 137–148.
 34. *Святюк А.А.* Современные тектонические движения Северного Прикаспия по данным повторного нивелирования // Современные движения земной коры. М.: Наука, 1968. N 3. С. 230–243.

35. Сигалов В.М. Исследования вертикальных движений земной коры в Северном Тянь-Шане // Геодезия и картография. 1979. N 1. С. 23—30.
36. Синягина М.И. О геодезическом методе изучения современных движений земной коры и результатах его применения // Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. N 1. С. 25—32.
37. Синягина М.И. О принципах построения карты скорости современных движений на большой территории // Современные движения земной коры. Тарту, 1965. N 2. С. 32—37.
38. Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины европейской части СССР. М.: Недра, 1958. 192 с. (Тр. ЦНИИГАиК; Вып. 123).
39. Стасенков В.В., Алексин А.Г., Сидоров В.А. и др. Комплексирование нефтепоисковых методов при подготовке площадей к глубокому бурению // Обзор. информ. Нефтепоисковая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1984. С. 68.
40. Тякин К.Ф., Бондарук А.Г. О годичной компоненте современных вертикальных движений земной коры // Геофиз. журн. 1983. Т. 5, N 1. С. 23—31.
41. Успенский М.С. Вертикальные смещения земной поверхности под действием некоторых процессов нетектонического характера // Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. N 1. С. 144—148.
42. Успенский М.С. Исследования по закреплению геодезических пунктов на территории СССР. М.: Недра, 1966. 192 с. (Тр. ЦНИИГАиК; Вып. 167).
43. Энман С.В. Исследования систематических ошибок и оценка точности прецизионного нивелирования в горных районах // Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978. С. 171—178.
44. Энтин И.И., Матцкова В.А., Мещерский И.Н. Геодезическое обоснование карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы для территории европейской части СССР // Современные движения земной коры. Тарту, 1973. N 5. С. 26—33.
45. Яценко В.Р. Изучение современных вертикальных движений земной коры на территории Среднего Урала по данным геодезических измерений // Геодезия и фотограмметрия в горном деле. Свердловск, 1980. С. 3—7. (Междуз. науч. темат. сб.; Вып. 7).
46. Holdahl S.R. Recomputation of vertical crustal motions near Palmdale, California, 1959—1975 // J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 11. P. 9374—9388.
47. Jackson D.D., Cheng A., Chi-Ching Liu. Tectonic motions and systematic errors in levelling and trilateration data for California // Tectonophysics. 1983. Vol. 97. P. 73—83.
48. Kalvoda J., Zeman A. Geological interpretation of the results of measurements in 1952—1981 on the test levelling circuit in Prague-Podbaba // Sb. Výzk. pr. VUGTK. 1982. Sv. 14. S. 89—124.
49. Magnitsky V.A., Grachev A.F., Kalashnikova J.V., Bronguleev V.V. On the relation between recent crustal movements, the surface of the basements complex and neo-tectonic displacement of the East-European platform // 5th Intern. Symp. Geodesy and Phys. Earth: Proc. Potsdam, 1985. Pt. III. P. 124—130.
50. Map of recent crustal movements of Fennoscandia / Ed. T. Kukkamäki. Helsinki, 1975.
51. Mapa recentnych zvislych pohybov Zapadnych Karpat / Sprac. P. Marčac, J. Vanko. Bratislava, 1976.
52. Marčak P. On the recent dynamics of the Earth's surface of the Little Carpathians // Stud. geophys. et geod. 1982. Vol. 26. P. 329—341.
53. Marčak P. Exogenne pohyby na experimentálnych lokalitach v Malých Karpatvech a Podunajskej nízke // Geogr. cas. 1984. Sv. 36, N 1. S. 70—87.
54. Meier S. Signifikanzprüfung rezenter vertikaler Erdkrustenbewegungen mit Hilfe von Korrelations Funktionen // Gerlands Beitr. Geophys. 1984. Bd. 93, N 5. S. 379—391.
55. Procedures for monitoring recent crustal movements. Praha, 1984. 73 p.
56. Vyskočil P. Results of recent crustal movements studies // Rozpr. ČSAV. Rada mat. a prirod. Ved. 1984. Sv. 94, N 8. S. 104.
57. Wyrzykowski T. New determination of the recent vertical movements of the Earth crust surface on the territory of Poland. Warszawa, 1985. 11 p.

В.И. Макаров

ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ГЛУБИННОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Проблема изучения и прогнозирования тектонических движений и структур, связанных с процессами в глубоких слоях коры и мантии Земли, не нова. Ей посвящены труды очень и очень многих геологов, геофизиков и сейсмологов мира, начиная с исследований прошлого столетия и кончая современными попытками найти удовлетворительную теорию тектогенеза и рудообразования. Причиной неугасающего внимания к глубинным процессам является неудовлетворительное состояние знаний о глубоких недрах планеты, в которых кроются разгадки многих закономерностей развития структуры и состава тех слоев коры, с которыми непосредственно связаны жизнь и деятельность человека.

Под глубинным тектогенезом здесь понимается совокупность тектонических движений и процессов, которые происходят в мантии и глубоких слоях земной коры, недоступных непосредственному наблюдению и изучению. Эти движения и процессы, а также соответствующие им структурные и вещественные преобразования геологической среды осуществляются в результате латерального взаимодействия литосферных плит, блоков и слоев или в результате преобразования среды (плавления, метаморфизма и т.д.). Глубинный тектогенез представлен большим разнообразием первичных форм и процессов, различающихся по своему генезису, глубине нахождения и объему охваченных ими слоев литосферы. Они различны также по времени заложения и активного развития, по механизму трансляции и форме проявления в более высоких слоях и на поверхности Земли (таблица).

С точки зрения возможностей и методов изучения глубинных структур и с точки зрения прогностической хотелось бы обратить особое внимание на существование двух их категорий. Одни структуры, развиваясь в недрах литосферы, охватывают и ее верхние слои. Они непосредственно проявлены на поверхности и доступны прямому изучению. Это — сквозные или открытые глубинные структуры. Другие в своей активной форме проявляются в некотором интервале глубин, не охватывают прямо приповерхностных слоев и проявляются в них лишь в виде косвенных (вторичных) не всегда очевидных форм. Это — глубинные структуры скрытого типа (называются они также погребенными, латентными, крипто- или инфраструктурами).

Основными источниками информации об активных глубинных структурах и процессах традиционно считаются различные геофизические поля и сейсмичность. Не обсуждая здесь известных достоинств и недостатков геофизических методов, хотелось бы поддержать хотя и широко признанный, но все еще недостаточно оцененный и недостаточно используемый тезис о тесной связи с активными глубинными

Классификация глубинных структур

Первичные	Генезис исходных глубинных форм или процессов	Деформационные		Упругие деформации		
				Пластические деформации		
		Магматогенные		Разрывные деформации		
				Местное плавление		
	Метаморфогенные		Внедрение расплава			
	Глубина нахождения и объем (охват) глубинных форм	Скрытые, локализованные	в некотором одном глубинном слое	Нижнемантийные Подастеносферные Астеносферные Надастеносферные Нижнекоровые Верхнекоровые и т.п.		
			в нескольких глу- бинных слоях	Верхнемантийные Верхнемантийно-нижне- коровые и т.п.		
		Сквозные, охватывающие непосредственно верхние слои коры и ее поверхность		С корнями	в мантии в нижней части коры в верхней части коры и т.п.	
	Время активного развития глубинных форм или процессов	Современные		Новообразованные или возрожденные		
		Неотектонические				
Древние						
Форма и степень проявления в при- поверхностной зоне земной коры	Прямая		Структурно-геологическая и (или) ландшафтно-геоморфологи- ческая			
	Косвенная (опосредо- ванная)					
	Без очевидных признаков					
Вторичные	Механизм трансляции и генезис форм про- явления на земной поверхности	Механические		Упругие Пластические Разрывные		
		Вещественно-геохими- ческие		Магматические Гидротермальные Гидрогеохимические		
		Геофизические		Гравитационные Магнитные Тепловые		

процессами строения и развития верхних слоев коры. С этим тезисом связаны соответствующие возможности использования геолого-геоморфологических методов выявления и изучения глубинных структур. Весь многочисленный ряд активных глубинных структур Тянь-Шаня и прилегающих территорий, о которых можно было рассказать, но рамки статьи вынуждают ограничиться лишь единичными примерами, был намечен и первоначально интерпретирован исключительно по данным

структурно-геологического и структурно-геоморфологического анализа. Геофизические материалы и сейсмичность были использованы для лучшего их понимания и объяснения.

Активные неотектонические движения, которые отчетливо проявились на территории Средней Азии начиная с олигоцена и привели к созданию здесь грандиозных горных сооружений, охватили ранее сформированный и выровненный континентальный массив с мощной корой. Этот массив характеризовался значительной латеральной и вертикальной вещественной и структурной неоднородностью.

В оценке глубинной составляющей новейшего и современного тектогенеза мы исходили в первую очередь из закономерностей регионального положения и развития геологических и геоморфологических элементов приповерхностных структур, доступных прямому наблюдению, изучению и картированию. Выполненный нами анализ привел к определенному мнению о генеральных чертах плана активных тектонических структур, тенденциях его развития и морфологии его элементов, которые в целом свидетельствуют об их формировании в условиях субмеридионального сжатия. Эти условия хорошо согласуются с широко распространенным теперь представлением о сближении и коллизии Евразийской и Индийской литосферных плит.

Кроме того, установлена достаточно строгая система разнопорядковых и разной глубины заложения складчатых и разрывных элементов активной тектонической структуры и их пространственно-генетических соотношений и взаимодействия [6, 8, 10, 11]. Основой плана современной активной структуры Тянь-Шаня являются блоки и складки основания, которые образуют весьма протяженные зоны поднятий и зоны прогибов, вытянутые в общем вдоль горного сооружения. Эти зоны являются в основном верхнекоровыми образованиями и охватывают гранитно-метаморфический и более высокие слои. Они развиваются на фоне изгибов коры более крупного масштаба, которые мы выделяем как системы поднятий и системы прогибов. Примерами первых являются Чаткало-Кураминская или Заилийско-Кунгейская горные системы, ко вторым относятся межгорные и предгорные впадины Тянь-Шаня. Структуры этого порядка охватывают уже всю кору, зеркально отражаясь в рельефе кровли мантии.

Резкая дисгармония верхнекоровых слоев относительно нижнекоровых и верхнемантийных реализуется чаще всего за счет значительных изменений мощности и, следует предполагать, каких-то других характеристик базальтового слоя, хотя в некоторых районах подобное явление может происходить на других уровнях, а кровля и подошва базальтового слоя в общем конформны. Например, в зоне сопряжения Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией такое несогласие реализуется в нижней части гранитного слоя, где установлен горизонт с аномальным снижением плотности (и скоростей прохождения сейсмических волн) и предполагаются разупрочнение среды и частичное плавление [18].

Но, пожалуй, более важные (с точки зрения рассматриваемой проблемы) результаты получены при изучении природы региональных секущих или, как их чаще называют, поперечных зон активных текто-

нических деформаций. По ряду косвенных геолого-геоморфологических признаков они выделялись исследователями Памира, Тянь-Шаня, да и всей Высокой Азии уже достаточно давно. Эти зоны в целом или отдельные крупные секущие активные элементы тектонической структуры указанных областей специально рассматривались, например, в работах В.М. Синицына, Б.А. Петрушевского, Д.П. Резвого, М.В. Гзовского, Д.Н. Казанли, Н.П. Костенко, В.Н. Крестникова, И.П. Косминской, В.И. Кнауфа, О.К. Чедии, а затем в работах С.А. Несмеянова, В.К. Кучая, В.И. Макарова, Л.И. Соловьевой, Р.И. Павлова, Н.В. Лукиной, Е.Я. Рашман, Т.П. Белоусова, И.К. Волчанской, Н.Т. Кочневой и ряда других.

Критерии выделения, содержание и понимание этих зон у разных исследователей не всегда совпадали (одни картировали, например, оси поперечных поднятий, другие — оси поперечных прогибаний, третьи — флексурно-разрывные зоны, некоторые допускали смешанное их понимание и т.д.). Неоднозначная и порою противоречивая картина и пространственное несоответствие секущих зон, указанных разными авторами, являются причиной скептического к ним отношения со стороны ряда исследователей. Это, по всей вероятности, закономерно и связано не с отсутствием самого явления, а с отсутствием единой методологии и методики выделения, картирования и изучения таких образований. Их существование было хорошо подкреплено в последние годы космическими изображениями Среднеазиатской области, а также многих других территорий. На космоснимках эти зоны (по крайней мере, многие из них) проявлены в виде так называемых линеаментов или линеаментных зон [6, 11]. Пример одной из них показан на рис. 1. Ранее она была выделена и подробно описана только по геолого-геоморфологическим данным [10].

В общем эти секущие региональные элементы современной структуры Средней Азии автор понимает как некоторые зоны флексурно-разрывного характера, отличающиеся довольно значительной шириной и малыми градиентами деформаций и других изменений земной поверхности. Именно по этой причине они остаются незамеченными при наземных наблюдениях. И именно поэтому некоторые локальные особенности не получали и не получают должной региональной привязки и генетического объяснения.

Сравнивая между собой зоны и системы молодых складок основания и сопряженных с ними разрывов, которые составляют основу приповерхностного структурного плана, и оценивая отношения к ним и друг к другу ряда секущих и на первый взгляд аномальных структурных элементов, мы пришли к убеждению, что во многих случаях эти аномалии являются поверхностным выражением активно развивающихся в глубинах земных недр структур скрытого типа.

Оснований для такого убеждения, с нашей точки зрения, вполне достаточно. Во-первых, это транзитный, транзональный и трансорогенный характер образований такого типа. Подобно известной зоне Таласо-Ферганского разлома (активной глубинной структуре открытого типа) они вызывают одновременную и в общем однотипную деформацию либо всего горного сооружения, либо отдельных



Рис. 1. Фотография Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученная с орбитальной станции "Салют-4"

Стрелками указана Сонкульская флексурно-разрывная зона (линеament)

его крупных систем. В ряде мест Северного и Центрального Тянь-Шаня с такими зонами, вероятно, было связано внедрение глубинных пород (щелочных базальтов). Активная же гидротермальная деятельность во многих местах продолжается до сих пор.

Некоторые из рассматриваемых зон проявлены крупными региональными аномалиями поля силы тяжести, гравитационными ступенями, аномалиями магнитного поля, которые отражают глубинные неоднородности коры и верхней мантии. Многие из этих зон хорошо проявляют свою современную активность повышенной сейсмичностью [18]. Очаги землетрясений указывают на большие глубины деформаций, происходящих в пределах этих зон. По имеющимся определениям, они относятся преимущественно к нижней части гранитного слоя и к области раздела между ним и "базальтовым" слоем. Хотя

в каждом конкретном случае имеются свои особенности вертикального распределения очагов землетрясений, которые отражают, по-видимому, более сложную картину концентрации глубинных деформаций в разрезе литосферы.

Комплексный анализ имеющихся геолого-геоморфологических, геофизических и сейсмических данных позволяет сделать два важных вывода.

1. Развиваясь в едином поле общего субмеридионального сжатия и отражая его, современные деформации осуществляются на разных глубинах литосферы по различным преимущественным направлениям, в разных формах и с разной активностью. Например, по скрытым зонам глубинных деформаций северо-западного простирания в Северном и Центральном Тянь-Шане происходят правосдвиговые смещения, тогда как верхнекоровые слои здесь же испытывают в основном продольное смятие и коробление с образованием субширотных складок основания и разрывов взбросо-надвигового типа (рис. 2).

Такая дисгармония приводит к концентрации напряжений и компенсационным срывам или другим преобразованиям вдоль некоторых более или менее протяженных субгоризонтальных зон, т.е. к тектонической расслоенности литосферы. Какие на этот счет имеются указания? Прежде всего это усиление сейсмичности, плотности очагов землетрясений на некоторых уровнях литосферы или изменение сейсмической активности и других характеристик сейсмичности при переходе из одного слоя коры в другой. Такие выводы высказывались в свое время Е.А. Розовой [17], а в последние годы хорошо подтверждены специальными исследованиями Ю.К. Шукина [18], С.С. Арефьева, Р.Э. Татевосяна и Н.В. Шебалина [3].

Кроме того, в разрезе коры Тянь-Шаня обнаружены более или менее мощные слои с инверсией (падением) скорости прохождения сейсмических волн, называемые волноводами. Сведения о них приведены, например, в специальной сводке Г.В. Краснопевцевой [9]. Представляется, что по крайней мере некоторые из таких волноводов могут быть связаны с дроблением и тектоническим разупрочнением среды. Важно при этом подчеркнуть, что количество таких волноводов, их мощность, глубина нахождения и протяженность в пределах анализируемой области не остаются постоянными, находясь, очевидно, в зависимости от конкретных вещественных и структурных особенностей среды, от положения того или иного участка в общей структуре области, а также от уровня латерального взаимодействия блоков литосферы, на что в свое время указывал Э. Арган [2] в своей замечательной работе по тектонике Азии.

2. Активность проявления скрытых глубинных структур, а также степень и форма их проявления в приповерхностных слоях коры по простиранию этих структур не остаются постоянными, они изменчивы. По этой причине многие из них на поверхности представляются в виде некоторых прерывистых зон первичных и вторичных деформаций и вещественных изменений, возможность генетического единства которых не всегда допускается и не всегда анализируется. Слагаясь с более ярко, но также неравномерно про-

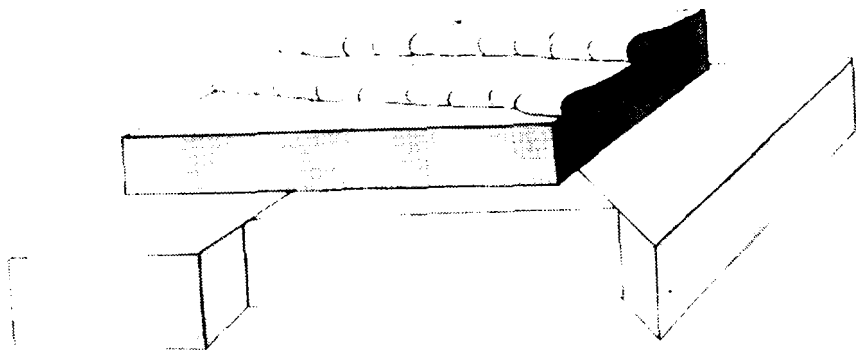


Рис. 2. Принципиальная блок-диаграмма, иллюстрирующая дисгармонию разноглубинных деформаций земной коры Тянь-Шаня

явленными элементами приповерхностной активной структуры, они определяют весьма характерный перекрестный рисунок современного структурного плана литосферы Тянь-Шаня [12].

При этом необходимо особенно подчеркнуть, что речь идет о пересечении и взаимодействии разноуровневых активных структур и что структура земной поверхности, доступная прямому изучению, представляет результат сложения разноглубинных деформаций.

Наглядным примером являются ранее уже публиковавшиеся данные по району Алма-Атинского геодинамического полигона [1, 20, 18]. Приповерхностный план активных структур характеризуется здесь резко выраженным преобладанием элементов восток-северо-восточного направления. Однако обращает внимание, что на этом фоне довольно аномально, в субмеридиональном направлении, ориентирована впадина Алма-Атинского прогиба. В средней части коры на уровне подошвы гранитного слоя также преобладают структуры восток-северо-восточного направления, а наиболее глубокие слои коры и кровля мантии характеризуются резко аномальным северо-западным простиранием. В этом же направлении вытянута и зона высокой плотности очагов землетрясений, которая южнее непосредственно продолжается глубинной активной флексурно-разрывной секущей зоной, установленной нами по независимым геолого-геоморфологическим данным [10, 18].

Аналогичная сейсмоактивная зона пересекает глубинные слои Тянь-Шаня восточнее оз. Иссык-Куль, целый ряд подобных им образований намечен и подтвержден различными геофизическими и сейсмическими данными в центральных и западных частях Тянь-Шаня [8, 10—12].

В последние годы интересные сведения получены по территории Центрального Кызылкума. Неотектонические движения еще не создали там значительных горных сооружений, но целый ряд признаков позволяет считать эту область ареной современной активизации тектонических движений, областью современного тектонического "взламывания" Туранской плиты, которую можно определить как современный фронт горообразования. Об этом свидетельствует не только

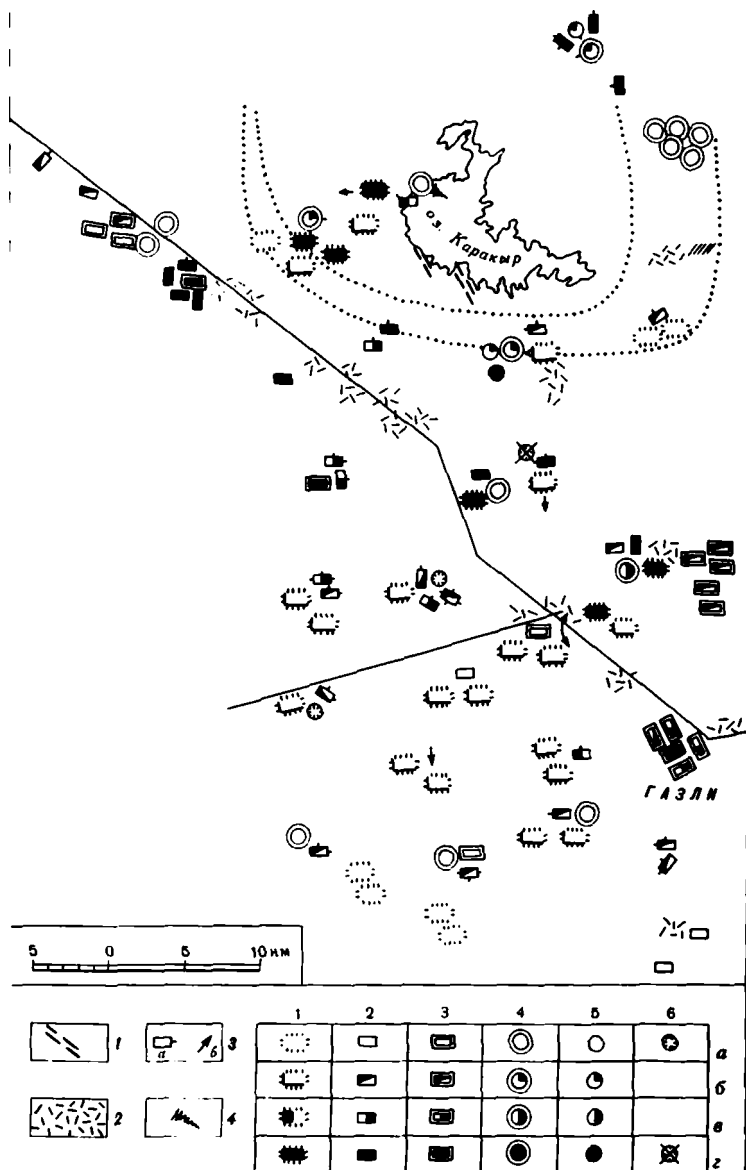
общая тенденция развития Тянь-Шаня, но также хотя еще и слабо заметная, но уже достаточно сложная современная тектоническая дифференциация Центрального Кызылкума с явно обозначившейся линейной организацией форм [5, 13].

Об этом же свидетельствуют исторические данные о случавшихся здесь землетрясениях [15]. И хотя существовавшие карты сейсмического районирования не предвещали серьезной опасности в этом районе, Б.А. Петрушевский [16], В.И. Уломов [19] и некоторые другие исследователи, основываясь на геологических данных и исторических сведениях, ее допускали. Их предположения подтвердились: в 1976 г. (дважды) и в 1984 г. в районе Газлийского месторождения газа произошли катастрофические землетрясения с $M > 7$.

Пытаясь разгадать причину этих землетрясений, мы прежде всего внимательно изучили картину наземных разрушений в эпицентральной зоне (рис. 3)¹. Проанализировали также закономерности распространения и условий залегания разновозрастных геологических формаций, форм рельефа и топографии этой казалось бы неактивной территории [5]. Были изучены также космические изображения разного масштаба, которые оказались весьма информативными и достаточно ярко показали сложность современной структуры этой территории. Все это позволило наметить в Центральном Кызылкуме ряд разноориентированных линейных зон и блоков и качественно оценить их возможные морфологические и кинематические характеристики и относительные различия в глубине залегания. На фоне преобладающего активного развития структур запад-северо-западного направления прослеживаются некоторые более расплывчатые и менее определенные элементы северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. По некоторым косвенным признакам они представляются поверхностным проявлением активных деформаций глубинных слоев коры и верхней мантии. При этом есть основания предполагать, что субмеридиональные направления здесь являются наиболее глубокими и с ними можно связывать образование структур растяжения и левостороннего сдвига. В средней части коры более активное звучание приобретают структуры северо-восточного простирания, в том числе глубинные взбросо-сдвиговые деформации [5]. Сосуществование и активное развитие таких разнонаправленных и разнотипных деформаций заставили нас предположить, что здесь между дисгармоничными слоями литосферы должны возникать и тектонические срывы.

Три указанные выше крупные сейсмические катастрофы, которые в течение короткого промежутка времени произошли в этой области, с точки зрения автора, хорошо согласуются именно с такой картиной глубинных деформаций. Они представляют единую цепь событий, отражающих процесс последовательного тектонического разрушения среды, охватившего блок земной коры размером около 50×60 км в плане и до 30—35 км по глубине (рис. 4). Сейсмогенные дислокации носили преимущественно сколовый (сдвиговый и взбросо-сдвиговый)

¹ Аналогичная карта для событий 1976 г. опубликована в монографии "Газлийские землетрясения 1976 г." [5].



Карта поверхностных вторичных деформаций в эпицентральной зоне Газлийского землетрясения 1984 г.

трещины в естественных и насыпных грунтах; 2 - разрушенные сейсмической встряской или оползшие грунты; 3 - направления (а) падения искусственных объектов и (б) удара (по свисту очевидцев или по характеру разрушений); 4 - термальный источник. Типы наземных зданий: 1 - легкие загоны, изгороди и навесы, 2 - дома с деревянным каркасом и закладкой из красного кирпича или земляных комьев, с плоскими земляными крышами (типа "синч"), 3 - дома и хозяйственные постройки городского типа (кирпичные, панельные, блочные), 4 - армированные с каменными надустьевыми постройками, 5 - колодцы неармированные, земляные сараи (кошары); степени их разрушенности: а - неразрушенные, б - испытывавшие разрушения, в - полуразрушенные, г - превращенные в руины; штрихи указывают направления стен и т.д.

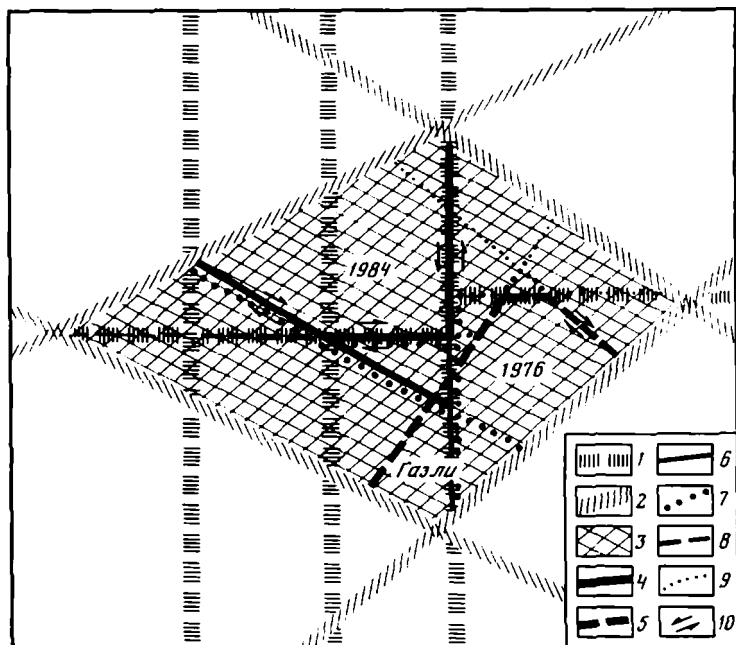


Рис. 4. Схема активных линейментов и возможных глубинных сейсмодислокаций района Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг.

1, 2 – крупнейшие линейменты ортогональной (1) и диагональной (2) ориентировки; 3 – блок земной коры, в котором произошли основные сейсмогенные дислокации 1976 – 1984 гг.; 4, 5 – основные линии возможных глубинных сейсмогенных дислокаций 1984 г. (4) и 1976 г. (5); 6, 7 – дополнительные линии возможных сейсмогенных дислокаций 1984 г. (6) и 1976 г. (7); 8, 9 – направления возможных проявлений слабых дислокаций 1984 г. (8) и 1976 г. (9); 10 – предполагаемые по геологическим предпосылкам направления возможных сдвиговых смещений

характер, преломляясь в соответствии с неоднородностями (структурой) среды и указанными выше наиболее предпочтительными направлениями и формами ее деформаций, с возможными различиями их в разных слоях коры и с возможными субгоризонтальными срывами между ними.

В 1976 г. дислокации охватили преимущественно юго-восточный квадрант блока [13.5, рис. 52, 64, 65]. При этом сначала (8 апреля и вслед за этим) в основном прорабатывалась расположенная северо-восточнее пос. Газли зона дислокаций северо-западного простирания, по-видимому, параллельная соответствующему ограничению блока (СЗ 295° — ЮВ 115°). Вдоль этой зоны нами предполагалось преимущественное развитие правосдвиговых дислокаций с возможной сбросовой (раздвиговой) составляющей, которая должна иметь подчиненное значение. 17 мая и вслед за этим разрушения сосредоточились преимущественно в зоне северо-восточного простирания (СВ 48° — ЮЗ 228°). Из общих геологических соображений в этой зоне предполагалось развитие дислокаций взбросового типа с возможной левосдвиговой компонентой.

Дислокации по другим направлениям при землетрясениях 1976 г. происходили, по-видимому, слабее, но, вероятно, уже тогда могли заложиться некоторые зоны ортогональных направлений и луч северо-западного простирания, выходящий на пос. Цветущий (совхоз Джингильды).

В 1984 г. сейсмогенные дислокации в недрах земной коры охватили в основном северо-западный квадрант блока, а их картина в общем зеркально отражает таковую в 1976 г. Если не принимать во внимание пос. Газли, то основные разрушения в этот раз оказались сосредоточенными в зоне, которая полукругом, выпуклым на юг, огибает оз. Каракыр.

Эпицентральной зоне землетрясений 1976 г. не соответствуют сколько-нибудь заметные в рельефе деформации поверхности. Структура, более активная в 1984 г., выражена в рельефе вполне зримыми формами. Это — полукольцевой вал холмов Чарбакты, Актепа и Каракыр, сложенных неогеновыми отложениями, который обрамляет озерную впадину Каракыр (см. рис. 3).

Несимметричное расположение указанных квадрантов, некоторая смещенность друг относительно друга их вершин, некоторая неправильность и неполное подобие их контуров и морфологического выражения в рельефе являются следствием дисгармоничного развития неоген-четвертичных и современных тектонических процессов в разных слоях коры.

Сами указанные квадранты отражают, по-видимому, активные деформации и структуры разной глубины заложения. Два землетрясения 1976 г. представляются следствием деформаций, принадлежащих единой динамопаре — сопряженным сдвигу (8 апреля) и надвигу (17 мая), которые отвечают характерным диагональным направлениям верхних и средних горизонтов земной коры. Область наибольших разрушений и активной афтершоковой деятельности 1984 г. более подчинена, очевидно, ортогональным, т.е. более глубоким направлениям, несколько преломленным планом более высоких горизонтов. Может быть, именно с развитием структур основания коры связано формирование на поверхности образования кольцевого типа¹. Если это так, то землетрясение 1984 г. может охватывать более глубокие части коры, чем 1976 г.

Имеющиеся независимые сейсмологические данные при их некоторой противоречивости и неопределенности [5] в значительной мере хорошо согласуются с указанной выше моделью. Это касается закономерностей пространственного и временного распространения очагов главных землетрясений и их афтершоков, намеченных нами по материалам 1976 г., любезно представленных нам Н.В. Шебалиным и более обстоятельно изученных им и его соавторами по землетрясению 1984 г. [3]. В этом отношении интересны также выводы Д.Н. Рустановича, В.И. Уломова, Е.М. Безродного, Б.Б. Таль-Вирского, И.А. Худайберганова, Б.И. Пивоварова [5].

Это касается также установления в земной коре Кызылкума

¹ В связи с этим отметим широкое развитие кольцевых (купольных) образований севернее рассматриваемой территории (горы Букантау, Тамдытау и др.). Как кольцевые они прекрасно дешифрируются на космических снимках.

четырёх горизонтов аномально низких скоростей распространения сейсмических волн [5], которые могут быть горизонтами дислокационного разупрочнения среды, связанного с сейсмогенными субгоризонтальными срывами.

Сравнительный анализ сейсмоактивных глубинных деформаций высокогорного Тянь-Шаня и равнинного Центрального Кызылкума приводит к выводу о возможных принципиальных различиях этих деформаций. В первой области, на Тянь-Шане, значительная часть тектонических напряжений реализуется, очевидно, смещениями вдоль зон разломов, которые в течение достаточно продолжительного этапа новейшего горообразования хорошо проработались и превратились в некоторые магистральные "рельсы", каркас, направляющий тектонические движения. Это, например, зоны Северо- и Южно-Ферганского, Южно-Гиссарского, Северо-Киргизского, Чилико-Кеминского и других подобных им разломов. Именно эти зоны в первую очередь выделяются как сейсмоопасные.

Следует, по-видимому, согласиться с известным представлением о постепенной сейсмической проработке таких зон вдоль всей их протяженности и потенциальной опасности тех участков этих зон, где землетрясения не происходили или давно не происходили, например [14]. Однако это справедливо, как мне представляется, только с учетом слабых толчков. Сильные же землетрясения подчиняются, по всей вероятности, линейно-узловому характеру пространственного распространения: они случаются в узлах пересечения разнонаправленных и разноуровневых разрывно-флексурных зон, где имеются условия для концентрации повышенных напряжений.

В Центральнокызылкумской области сильные землетрясения, подобные Газлийским, являются следствием разрушения крупных блоков земной коры. Они отражают первые фазы орогенических деформаций, когда молодые разломы лишь начинают формироваться в отдельных звеньях. И попытки во что бы то ни стало отыскать в фундаменте Газлийского района какой-нибудь магистральный разлом, который помог бы составить привычную модель очага землетрясения (а именно этим путем в основном шел поиск причины газлийских событий), вряд ли правильны. Во всяком случае, необходимо исследовать альтернативную концепцию, высказанную выше. В этом отношении весьма большой интерес представляют выводы Г.П. Горшкова [7] о роли и значении в сейсмическом процессе блоков и разломов земной коры, а также концепция дискретности литосферы, развиваемая М.А. Садовским, И.Л. Нерсесовым и В.Ф. Писаренко.

В связи с этим же обращает на себя внимание публикация Е.А. Широковой [21] о значительном распространении очагов землетрясений необычного, более сложного, "несдвигового" типа. Один из них указан ею и в области Центрального Кызылкума. Можно предположить, что, по крайней мере отчасти, такие необычные очаги могут быть связаны с подвижками по субгоризонтальным поверхностям тектонического срыва, о которых упоминалось выше.

Таким образом, геолого-геоморфологический анализ в комплексе с геофизическими (особенно сейсмическими) и геохимическими дан-

ными и анализом космических изображений Земли позволяет достаточно эффективно выявлять пространственное положение ряда глубинных элементов активной структуры литосферы и делать выводы и предположения об их морфологии, кинематике движений, латеральной и вертикальной дифференциации и других особенностях структуры, состояния и направленности развития геологической среды на разных ее уровнях. Особое внимание необходимо в связи с этим уделять анализу аномалий некоторых характеристик земной поверхности, аномалий с точки зрения приповерхностных структур. Эти аномалии или возмущения в соответствии с формой их проявления и методами выявления и изучения можно подразделить на следующие часто взаимосвязанные категории: 1) структурные (здесь для нас особенно важно изучение тектонической структуры земной поверхности, т.е. ее наиболее молодого среза); 2) вещественно-геохимические (седиментационно-литологические, магматические, метаморфические, гидротермальные, гидрогеохимические и т.д.); 3) геоморфологические (топографические, ландшафтные, в том числе почвенно-растительные, орографические и т.д.); 4) геофизические (гравитационные, магнитные, тепловые и др.).

Уровень современных знаний и возможности геолого-геоморфологических методов изучения структуры глубоких слоев литосферы и происходящих там процессов пока еще недостаточны, чтобы с их помощью изучать тонкую структуру литосферы, и необходимо иметь в виду возможность альтернативных интерпретаций. Но с их помощью уже установлены некоторые элементы глубинных структур Средней Азии и их развития и может быть сделана серия важных заключений, касающихся понимания глубинных процессов и структур, а также путей и методов их изучения, прогнозирования и использования.

В глубинах литосферы Средней Азии все более четкие контуры обретает довольно гетерогенная и дисгармоничная структура. Современное развитие ее на всю глубину происходит в едином поле субмеридионального сжатия и его отражает. Но форма, интенсивность и преимущественная ориентировка активных структур в разных слоях литосферы и по простиранию могут существенно различаться, что связано, вероятно, с вещественно-структурными различиями, с различиями тектоно-магматических процессов, процессов преобразования и миграции веществ и в целом состояния среды, на которую воздействуют тектонические силы. Эта дисгармония литосферных слоев приводит к тектоническому расслоению земной коры и верхней мантии, а земная поверхность, отражая в различной степени эту сложную игру глубинных блоков, приобретает характерный перекрестный рисунок своего структурного плана. Расшифровка его в значительной степени представляет расшифровку глубинной структуры всей литосферы. Иначе говоря, анализируя структуру земной поверхности и приповерхностных слоев коры, мы должны представлять их как интегральное выражение взаимодействия различных горизонтов литосферы. Тем самым мы подчеркиваем самостоятельное значение и большие перспективы использования геолого-геоморфологических данных и методов для изучения активной глубинной структуры литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Альтер С.М., Кунин Н.Я., Певзнер Л.А.* и др. Результаты и дальнейшее направление комплексных геофизических исследований сейсмоопасного района Алма-Аты // Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973. С. 138—151.
2. *Аржан Э.* Тектоника Азии. М.: Л.: ОНТИ. 1935. 195 с.
3. *Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Шебакин Н.В.* Мониторинг роя афтершоков в исследовании очага Газлийского землетрясения // Опыт изучения газлийских землетрясений и направления дальнейших исследований: Тез. докл. Ташкент: Фан, 1985. С. 27—28.
4. *Белоусов В.В., Павленкова Н.И.* Типы земной коры // Геотектоника. 1985. N 1. С. 3—14.
5. Газлийские землетрясения 1976 г.: Геолого-геофизическая природа очагов. М.: Наука, 1984. 199 с.
6. Геологическое изучение Земли из космоса. М.: Наука, 1978. 227 с.
7. *Горшков Г.П.* Об очаге землетрясения // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. N 2. С. 3—14.
8. *Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И.* Новейшая тектоника // Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР, ч. 1, кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 249—270.
9. *Краснопевцева Г.В.* Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре. М.: ВИЭМС, 1978. 37 с.
10. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
11. *Макаров В.И., Соловьева Л.И.* Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. N 2. С. 10—18.
12. *Макаров В.И., Соловьева Л.И.* Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты) // Исследования природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 5. С. 18—41.
13. *Макаров В.И., Щукин Ю.К.* Оценка активности скрытых разломов // Геотектоника. 1979. N 1. С. 96—109.
14. *Маламуд А.С., Мирзоев К.М., Михайлова Р.С., Кулагин В.К.* Прогноз мест возникновения сильных землетрясений на территории Таджикистана // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1982. N 1. С. 38—55.
15. *Никонов А.А.* Ревизия материалов по историческим землетрясениям и проблемы сейсмического районирования Туранской плиты // Опыт изучения газлийских землетрясений и направления дальнейших исследований: Тез. докл. Ташкент: Фан, 1985. С. 21—22.
16. *Петрушевский Б.А.* Некоторые уроки кызылкумских землетрясений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. N 1. С. 29—40.
17. *Розова Е.А.* Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1950. N 10 (137). С. 25—34.
18. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
19. *Улюмов В.И.* Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 215 с.
20. *Уразаев Б.М., Акишев Т.А., Нурмагамбетов А.* и др. Сейсмическое районирование Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 139 с.
21. *Широкова Е.И.* Землетрясения "несдвигового" типа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. N 3. С. 29—40.

*Т. В. Гусева, А. А. Лукк, А. К. Певнев,
Ю. П. Сквородкин, В. И. Шевченко*

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ ПАМИРА К ТЯНЬ-ШАНЮ

Рассматриваемая территория, входящая в состав Гармского геодинамического полигона, включает смежные части Южного Тянь-Шаня, Таджикской депрессии и Северного Памира. Согласно существующим представлениям, здесь проходит граница Евразийской и Индийской литосферных плит. Здесь давно выявлены чешуйчатые надвиги (Вахшский и другие [3]), которые нередко рассматриваются как непосредственный результат сближения этих плит.

Полученные авторами данные о современных движениях и результатах магнитометрических наблюдений, о распределении и характере сейсмичности и геологическом строении этой территории были опубликованы [1, 2, 4—6, 15—17].

Задача настоящей работы состояла в том, чтобы с помощью ряда моделей рассмотреть возможную геодинамику образования тектонических структур зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня в пределах Гармского полигона.

Геолого-геофизические данные о тектонической расслоенности верхнего этажа земной коры Гармского района. Повторные нивелировки вкрест простирания тектонических структур показали [1], что большая часть хребта Петра Первого, входящего в состав Таджикской депрессии, поднимается в виде асимметричного свода по отношению к прилегающей краевой части хребта Кабудкрым, относящегося к Южному Тянь-Шаню, со скоростью до 6—15 мм/год. У северного подножия хребта Петра Первого в полосе Вахшского (Сурхобского) надвига скорость поднятия резко уменьшается — до нулевых и даже отрицательных (2—4 мм/год) значений. В южном направлении с приближением к осевой части Таджикской депрессии скорость поднятия постепенно убывает до 1—2 мм/год.

Измерения горизонтальных смещений геодезических пунктов показали [2, 4—6, 17], что пункты, расположенные в полосе сочленения Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии (южный склон хребта Кабудкрым и северное подножие хребта Петра Первого), перемещаются в большинстве случаев в северном направлении со скоростью до 15—20 мм/год по отношению к приосевой части хребта Кабудкрым. В то же время пункты, расположенные в водораздельной части хребта Петра Первого и южнее, перемещаются в целом ряде случаев в южном направлении. По предварительным данным повторных линейных измерений вкрест структуры Таджикской депрессии, длины линий между пунктами в северной (осевая часть хребта Петра Первого) и южной (Дарвазский хребет) частях депрессии, по-видимому, имеют тенденцию увеличиваться. Было выявлено, кроме того, значительное раздвижение пунктов, расположенных в водораздельных частях хреб-

тов Петра Первого и Вахшского в направлении простираения тектонических структур, что подтверждается сейсмологическими данными [15].

Режимные магнитометрические наблюдения, проводившиеся на территории Гармского полигона до и после роя землетрясений с $K=10-13$, произошедших 2—3 сентября 1976 г., с эпицентрами в приосевой части хребта Петра Первого в центре полигона, позволили считать, что Вахшский надвиг сохраняет свой наклон в южном направлении до глубины по крайней мере 5 км [4].

Было изучено распределение по глубине около 4400 очагов землетрясений с $K \geq 6$ вдоль поперечных к тектоническим структурам профилей на территории полигона по данным высокоточных инструментальных наблюдений за приблизительно десятилетний период [4, 5, 16]. Оказалось, что в пределах верхней части коры региона можно выделить основной сейсмогенный объем (или слой) на глубинах 0—15 км, содержащий около 90% всех очагов землетрясений. Этот сейсмогенный слой отвечает в основном комплексу пород верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя Таджикской депрессии. Он ограничен снизу в центральной и южной частях Таджикской депрессии асейсмичной "прослойкой", а ниже ее симметрично располагаются наклонные сейсмогенные крылья "внутренней сейсмогенной дуги", которая смыкается с основным сейсмогенным объемом под северным бортом депрессии [4, 16]. Наиболее погруженная пологая часть "внутренней сейсмогенной дуги" находится на глубинах 25—35 км под осевой частью прогиба, где она маркируется лишь единичными слабыми землетрясениями. Далее северное крыло "внутренней сейсмогенной дуги" облекается "внешней сейсмогенной полудугой", приближающейся к дневной поверхности под Кабудкрымским поднятием кристаллического фундамента. Сейсмичность в этой "внешней полудуге" затухает на глубине около 40 км под хребтом Петра Первого. Сейсмогенные дуга и полудуга разделены между собой асейсмичной "прослойкой".

Вдоль границы Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии на территории полигона протягивается несколько чешуйчатых надвигов, наклоненных в южном направлении — Вахшский (или Сурхобский), Домоуский, Яфучский, Юстинский и др. По этим надвигам меловые отложения северного борта Таджикской депрессии перемещены в сторону Кабудкрымского поднятия Южного Тянь-Шаня, сдвоены и надвинуты на плиоценовые конгломераты, вскрывающиеся в долинах Вахша и Сурхоба. Надвиги ориентированы практически параллельно слоистости смещаемых отложений и приурочены к узкому стратиграфическому интервалу — верхней юре—подошве мела. Это позволяет считать, что они возникли из межпластового срыва на этом стратиграфическом уровне [4, 5, 16, 17].

Кроме того, выделяется группа аналогично ориентированных надвигов (Дагана-Миндалюльский и др.), расположенных на более низком стратиграфическом уровне — несколько ниже кровли кристаллического фундамента [4, 5, 16, 17].

Ни по геологическим, ни по сейсмологическим данным на рас-

смаатриваемой территории не удалось обнаружить признаков существования субвертикального Гиссаро-Кокшаальского разлома, который обычно считается границей Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии.

На южном крыле Таджикской депрессии мезозойские и палеозойские породы в полосе Дарвазского хребта залегают практически согласно, с крутым наклоном в северном направлении. Они образуют смыкающую флексуру, сочленяющую депрессию с поднятым массивом Северного Памира [16]. В пределах этой полосы известны субвертикальный Дарвазский (Дарваз-Каракульский, Каракульско-Момукский) разлом, а также наклоненный в северном направлении разрыв, сдваивающий разрез нижней перми. Этот разрыв, по-видимому, является чешуйчатым надвигом; его можно рассматривать как свидетельство перемещения материала со стороны Таджикской депрессии в южном направлении, в сторону Северного Памира. Еще один надвиг (Обихумбоуский) выявляется в полосе флексуры преимущественно по сейсмологическим данным [16].

Судя по результатам совместной интерпретации всех перечисленных данных, можно полагать, что верхняя часть коры рассматриваемого региона расслаивается под воздействием субгоризонтального сжатия на три тектонические пластины (рис. 1). Верхняя пластина включает меловые—кайнозойские отложения, средняя — самые верхи фундамента — палеозой—юру, нижняя сложена кристаллическими породами фундамента. Две верхние пластины образуют в общем синклинальную структуру, отвечающую в целом прогибу Таджикской депрессии. Срывы-чешуйчатые надвиги переменной крутизны разделяют эти пластины. Упомянутый выше основной сейсмогенный объем тяготеет к основанию верхней тектонической пластины, "внутренняя сейсмогенная дуга" маркирует, по-видимому, подошву средней тектонической пластины, по "внешней сейсмогенной полудуге" осуществляется срыв—надвиг в основании нижней пластины. Такие надвиги с юга на север на северном крыле депрессии давно известны. На южном ее крыле они выявляются по перечисленным геологическим и сейсмологическим данным. Здесь они наклонены в северном направлении. Перемещение по ним происходит с севера на юг.

Необходимо отметить, что в осевой части Таджикской депрессии срывы—надвиги, разделяющие пластины, выполняются и затухают. На это указывают геологические данные, согласно которым перемещения по надвигам на северном и южном крыльях депрессии направлены в противоположные стороны и, следовательно, в осевой ее части должны сходить на нет. Об этом же свидетельствует то, что в осевой части депрессии плотность очагов землетрясений во "внутренней сейсмогенной дуге" значительно уменьшается — вплоть до их полного отсутствия [4, 5, 16]. Поэтому можно думать, что в этой части депрессии слоистые толщи не сорваны со своего основания. Тектонические пластины, на которые в рассматриваемом районе расслаивается верхняя часть земной коры, не являются, следовательно, в полном смысле аллохтонными структурами.

На основании данных, полученных при высокоточной микромаг-

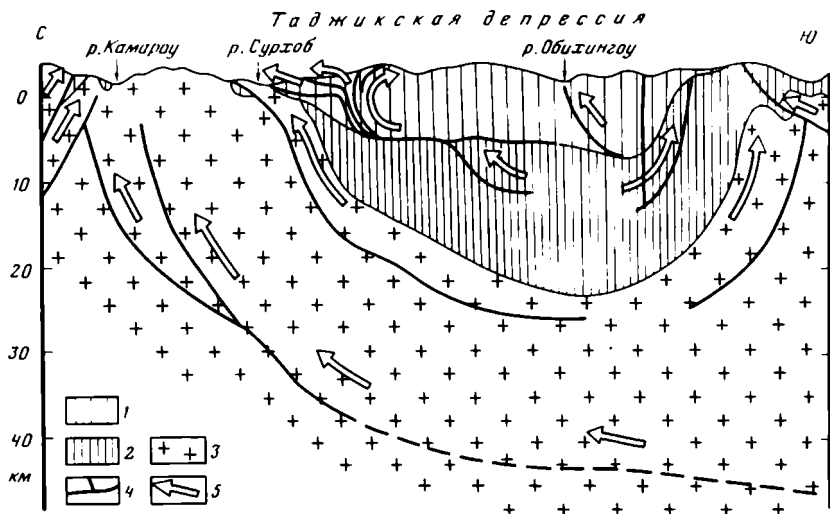


Рис. 1. Схематический разрез верхней части земной коры Гармского полигона

1, 2 — комплексы пород: 1 — меловых и кайнозойских, 2 — палеозойских, триасовых и юрских; 3 — кристаллическое основание; 4 — чешуйчатые надвижки и другие разломы; 5 — направления перемещения чешуйчатых надвигов

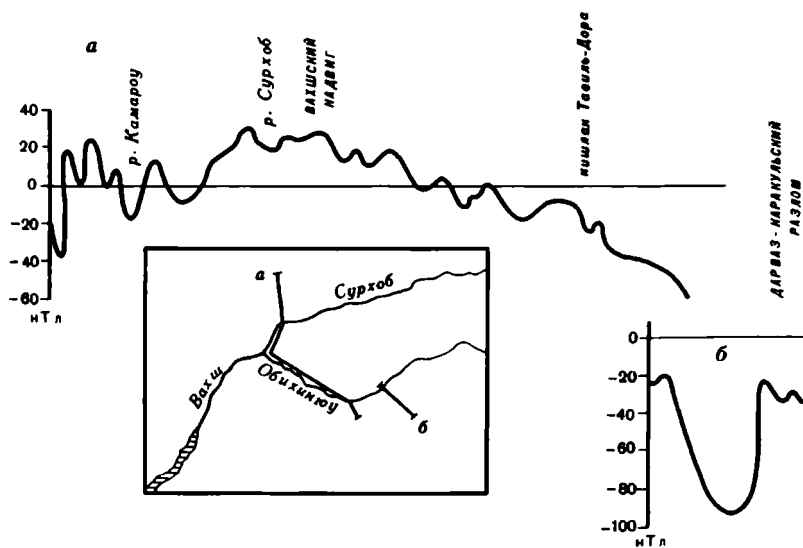


Рис. 2. Магнитные профили вдоль рек Сорбог – Обихингоу (а) и Сарыоб (б). На врезке — расположение профилей

нитной съемке вдоль рек Сорбог — Обихингоу — Сарыоб, были составлены магнитные профили (рис. 2). Судя по ним, на рассматриваемой территории в плане можно выделить три качественно различных участка. Самый северный из них характеризуется достаточно резко выраженными колебаниями значений модуля полного вектора магнитного поля ΔT на малых базах относительно нулевого уровня. Этот участок отвечает выходам на дневную поверхность кристаллических и метаморфических пород Южного Тянь-Шаня. Южнее расположен протяженный отрезок профиля с меньшими вариациями значений модуля, но с четко выраженной трендовой составляющей — с устойчивым понижением уровня поля с севера на юг. Эта часть профиля отвечает северному крылу Таджикской депрессии. И, наконец, в южной части профиля, в осевой, наиболее прогнутой, части депрессии, находится четко выраженное бухтообразное понижение уровня значений магнитного поля.

Не удалось соотнести локальные пространственные измерения значений модуля полного вектора магнитного поля с какими-либо конкретными геологическими структурами, доступными наблюдению при их пересечении магнитометрическими профилями. Поэтому мы вынуждены предположить, что наблюдаемый в действительности ход значений поля вдоль магнитометрических профилей отвечает в основном более глубоким горизонтам структуры, возможно, кровле фундамента, который испытывает погружение с севера на юг в пределах района работ. В связи с этим обратим внимание на то, что, хотя профили магнитных наблюдений пересекают основные разрывные нарушения региона (в том числе Вахшаский надвиг и Дарвазский разлом), на характере магнитного поля это никак не отражается. Это можно рассматривать как подтверждение того, что фундамент указанными разрывными нарушениями не затрагивается, как это и получилось по геологическим и сейсмологическим данным. Таким образом, представление о субгоризонтальной расслоенности верхнего этажа земной коры на тектонические пластины, в противовес точке зрения о блоковой тектонике, предпочтительно и при интерпретации данных магнитных наблюдений.

Напряженно-деформированное состояние верхней части земной коры Гармского района. Мы выполнили реконструкцию напряженно-деформированного состояния материала горных пород земной коры Гармского района по данным о механизмах очагов землетрясений в полосе рассмотренных в [4, 16] поперечных к тектоническим структурам профилей. Методика такой реконструкции разработана С.Л. Юнгой [21, 22]. Результаты реконструкции вида напряженно-деформированного состояния в графическом изображении приведены на рис. 3.

Здесь основой служит схема вертикального сечения поля плотности гипоцентров слабых землетрясений плоскостью, поперечной к тектоническим структурам. На этой плоскости суммированы данные о распределении плотностей землетрясений, полученные в [4, 16]. Расчет тензоров напряжений и деформаций проводился на восьми горизонтах глубин по естественным скоплениям гипоцентров землетря-

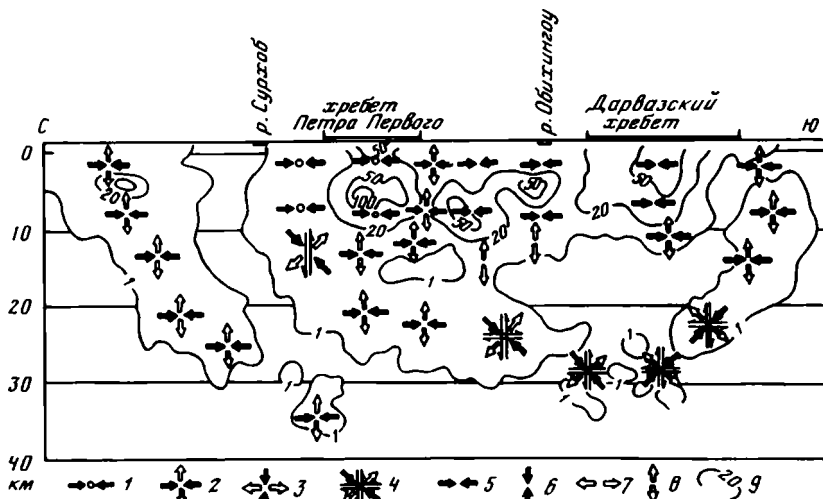


Рис. 3. Реконструкция напряженно-деформированного состояния сейсмогенного объема земной коры Гармского района (в полосе геологических и сейсмологических профилей) [4, 5, 16]

1 — сдвиг; 2 — надвиг; 3 — раздвиг; 4 — взброс-сброс или субгоризонтальное смещение; 5, 6 — одноосное сжатие; 5 — субгоризонтальное, 6 — субвертикальное (двухосное субгоризонтальное растяжение); 7, 8 — одноосные растяжения; 7 — субгоризонтальное, 8 — субвертикальное (двухосное субгоризонтальное сжатие); 9 — изолинии количества гипоцентров землетрясений на единицу объема (параллелепипед длиной 10 км с боковой стороной 2×2 км) за время 10 лет в полосе геологических профилей

сений, для которых были определены фокальные механизмы, из полосы шириной 30 км, осевой плоскостью которой служило показанное на рис. 3 сечение сейсмического поля. При этом минимальное количество определений фокальных механизмов в индивидуальной выборке не опускалось ниже 7, достигая 400 в верхних горизонтах. Каждое графическое изображение вида реконструируемого напряженно-деформированного состояния помещалось на рис. 3 в центре соответствующей пространственной выборки. Восстанавливаемые тензоры напряжений и деформаций в основной массе оказываются соосными в пределах допустимых ошибок их построения, поэтому можно ограничиться одним рисунком для их изображения.

Графическое изображение тензоров напряжений и деформаций удобно представлять в восьми градациях, более или менее полно описывающих все возможные состояния реконструируемых напряжений и деформаций. Эти градации указаны в легенде к рис. 3. Смысл подобного разбиения на типы вида напряженно-деформированного состояния состоит в следующем. Первой важнейшей характеристикой реконструируемого напряженно-деформированного состояния является его принадлежность к одному из трех типов состояния (в механическом смысле): сколу (одинаково упорядочены оси сжатия и растяжения индивидуальных механизмов землетрясений в пространственной выборке); одноосному сжатию (упорядочены оси сжатия); одноосному

растяжению (упорядочены оси растяжения). Далее учитывается ориентация главных осей сжатия P и растяжения T соответствующих тензоров по отношению к дневной поверхности, что позволяет от чисто механических представлений перейти к геологической интерпретации характера деформирования полупространства.

В таком случае скол может быть представлен в виде четырех состояний: чисто сдвигового (в геологической терминологии), определяемого близгоризонтальным положением ($\pm 25^\circ$ с горизонтом) обеих главных осей (цифра 1 в легенде на рис. 3); надвигового, когда ось P близгоризонтальная, а ось T близвертикальная в пределах $\pm 25^\circ$ (2 на рис. 3); раздвигового — обратного предыдущему состоянию (3 на рис. 3); в случае ориентации обеих осей P и T под углом $45 \pm 25^\circ$ к горизонту реализуется напряженно-деформированное состояние, которое допускает две возможные кинематические интерпретации (4 на рис. 3). Согласно одной из них деформирование происходит в результате смещений по субвертикальным плоскостям (сбросо-взбросовая деформация), согласно другой — плоскости смещения ориентированы субгоризонтально.

Далее одноосное сжатие и растяжение подразделяют в свою очередь на близгоризонтальное (угол наклона оси P или T соответственно меньше 45° с горизонтом) и близвертикальное (угол наклона оси P или T соответственно больше 45° с горизонтом), что дает еще четыре типа напряженно-деформированного состояния, отраженных в легенде на рис. 3 соответственно цифрами 5—8. На изображениях 5—7 указана лишь одна ось сжатия или растяжения, поскольку ориентация двух других осей тензоров напряжения и деформации оказывается в этом случае неустойчивой в силу близости по величине напряжений и деформаций в этих направлениях. Заметим также, что вариации азимута главной оси сжатия P не выходили за пределы 125 — 180° ; в этот диапазон попал и азимут простираения плоскости сечения сейсмического поля, показанной на рис. 3. При этом в верхних 12—13 км земной коры Таджикской депрессии ("основной сейсмогенный объем") оси сжатия P попадают в интервал азимутов 125 — 150° .

При рассмотрении рис. 3 обращает на себя внимание отсутствие на схеме изображений напряженно-деформированного состояния, соответствующего следующим трем типам: раздвигу, близгоризонтальному одноосному растяжению и близгоризонтальному двухосному растяжению (эквивалент близвертикального одноосного сжатия). Это обстоятельство, характерное и для всего Гармского района в целом, является свидетельством отсутствия сколь-либо заметных растягивающих усилий в субгоризонтальном направлении в материале земной коры исследуемой территории.

Основной отличительной особенностью реконструируемого напряженно-деформированного состояния является преобладающая близгоризонтальная ориентация главной оси сжатия P в сравнительно узком диапазоне азимутов, что свидетельствует об общем преобладании субгоризонтального сжатия вкрест простираения тектонических структур в пределах рассматриваемого профиля. Вместе с тем раз-

личные сейсмогенные зоны (основной сейсмогенный слой, внутренняя дуга и внешняя полудуга) заметно отличаются друг от друга типом напряженно-деформированного состояния. Обнаруживаются также различия в пределах отдельных сейсмогенных зон. Так, наиболее существенные различия по латерали наблюдаются в пределах верхнего, основного, сейсмогенного слоя земной коры. Здесь по мере перемещения от Дарвазского хребта к северным склонам хребта Петра Первого отчетливо прослеживаются изменения от широко распространенного одноосного сжатия поперек структур через участок с надвиговым характером деформирования и затем к сдвигу по направлению, близкому к простираанию тектонических структур.

Своеобразны изменения вида напряженно-деформированного состояния в пределах "внутренней сейсмогенной дуги". Северное и южное крылья дуги характеризуются в основном надвиговым типом напряженно-деформированного состояния, что позволяет предполагать возможность перемещения вышележащей пластины земной коры соответственно к северу и югу вдоль соответствующих крыльев "внутренней дуги". В наиболее погруженной части этой дуги напряжения имеют иной характер. Здесь по разные стороны от практически асейсмичной центральной части этого участка дуги выявлен нехарактерный для остальной территории рассматриваемого региона тип напряженно-деформированного состояния, при котором, как уже упоминалось, обе главные оси сжатия и растяжения наклонены под углами, близкими к 45° . При этом одноименные оси (сжатия и растяжения) на северном и южном крыльях этой части "внутренней дуги" наклонены в разные стороны. Соответственно меняются на противоположные и направления возможных смещений по вертикальным или горизонтальным плоскостям на этих крыльях.

Такой вид напряженно-деформированного состояния допускает две вероятные кинематические интерпретации. При субвертикальных плоскостях смещений представляется возможным подъем как единого целого осевой, наиболее погруженной и практически асейсмичной части "внутренней дуги". Геологические данные такой подъем не подтверждают. Альтернативой является другая возможность "раздвижение" материала в субгоризонтальном направлении к северу и к югу от этой асейсмичной части "внутренней дуги" по субгоризонтальным плоскостям смещения.

Наиболее однородным является напряженно-деформированное состояние "внешней сейсмогенной полудуги", где во всем интервале глубин сохраняется надвиговой тип напряжений и деформаций, хорошо согласующийся с ее конфигурацией.

Некоторые модели геодинамики верхней части земной коры полигона. Существуют весьма различные точки зрения на то, каким образом сформировалась тектоническая структура региона, чем определяется его современная динамика.

Судя по имеющимся данным, можно утверждать, что тектоника района, его сейсмичность и современные движения определяются субгоризонтальным сжатием, ориентированным вкрест простираания основных структур. Источником такого сжатия большинство иссле-

дователей считают движение Индийской литосферной плиты в северном направлении, в сторону Евразийской плиты. Предполагается, что Таджикская депрессия при этом раздавливается между консолидированными массивами Тянь-Шаня и Памира. Однако в рамках этого представления возможны весьма различные конкретные подходы. Рассмотрим некоторые из них.

Согласно [10], верхняя часть земной коры Таджикской депрессии, раздавливаемая между жесткими массивами Тянь-Шаня и Памира, раскалывается на серию клиновидных блоков, разделенных наклонными разломами. В обстановке сжатия такие блоки выжимаются вверх или выдавливаются вниз, чем и объясняется образование надвигов типа Вахшского (рис. 4, а), столь характерных для структуры Таджикской депрессии. Однако эта модель противоречит имеющимся материалам. Так, по геологическим, сейсмологическим и геодезическим данным [1, 4—6, 16, 17] надвиги типа Вахшского, скорее всего, выполаживаются на глубине вплоть до приобретения горизонтальной ориентировки. Рассматриваемая модель этого не предусматривает. Кроме того, известно, что практически в течение всего неотектонического этапа развития [19], равно как и в мезозое-кайнозое, территория Таджикской депрессии опускалась относительно прилегающих Тянь-Шаня и Памира или поднималась медленнее, чем эти сооружения. Согласно рассматриваемой модели распределение знаков вертикальных движений должно быть прямо противоположным. По этим причинам данная модель неприемлема. Еще большие трудности возникают, если считать, что блоки земной коры разделяются здесь вертикальными или субвертикальными разломами.

Значительно более близкую к действительности картину можно получить, если предположить, что осадочные породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя Таджикской депрессии представляют квазиупругую пластину, которая в результате сжатия между прилегающими упорами Тянь-Шаня и Памира изгибается, приобретая синклинальную структуру, и одновременно надвигается на эти упоры, образуя упомянутые надвиги типа Вахшского на северном и подвиги — на южном крыле депрессии (см. рис. 4, б). Однако получаемая таким образом картина резко противоречит данным геоморфологии и неотектоники. Согласно рассматриваемой модели территории Таджикской депрессии в данном пересечении выжимается, как и в предыдущем случае, вверх. Эта территория, особенно ее краевые части, должна была испытывать на всем протяжении неотектонической активизации восходящие движения относительно прилегающих Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. Как уже отмечалось, это не соответствует действительности.

Указанное затруднение можно обойти, если предположить, что пластина слоистых пород Таджикской депрессии прочно связана механически с прилегающими жесткими упорами. Тогда при сжатии и упругом изгибании она могла бы прогибаться вниз, впаиваться, а Тянь-Шань и Северный Памир должны были бы относительно подниматься, как того требуют данные геоморфологии (см. рис. 4, в).

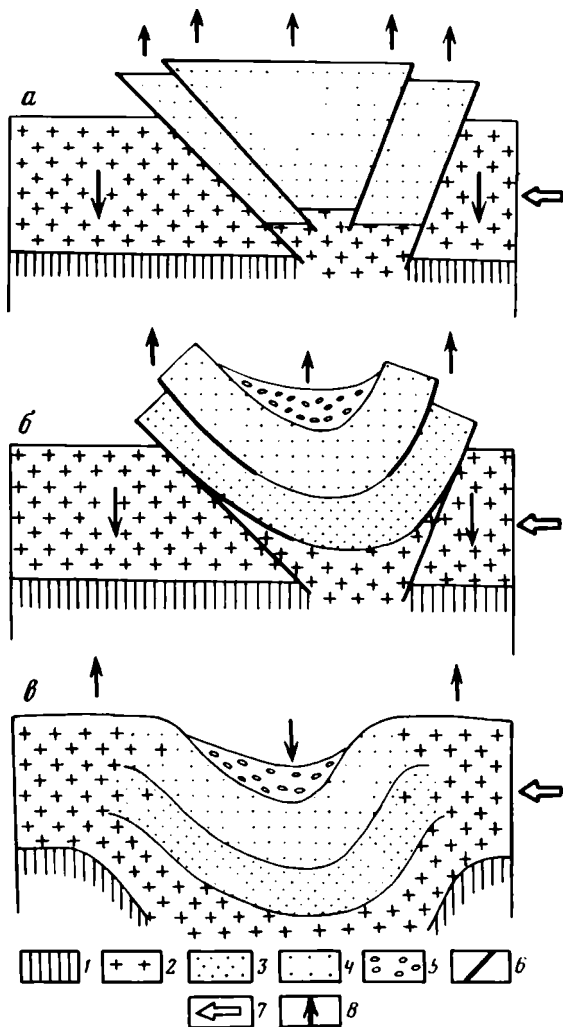


Рис. 4. Схемы формирования тектонической структуры Гарьского полигона в результате выжимания клиновидных блоков (а), изгиба и выжимания вверх (б) или впячивания вниз (в) квазиупругой пластины осадочных пород Таджикской депрессии

1 — условное основание рассматриваемой верхней части земной коры; 2 — консолидированная верхняя часть земной коры; 3 — осадочный чехол Таджикской депрессии; 4 — разрывы; 5 — направление сжатия; 6 — направление перемещений по срывам-надвигам

Однако при такой прочной связи не могли бы образоваться реально наблюдаемые надвиги и поддвижки на бортах Таджикской депрессии.

По этим причинам модель квазиупругой пластины слоистых (осадочных и вулканогенных) пород в обеих модификациях нельзя считать приемлемой.

Поэтому перейдем к следующей модели, согласно которой в основе формирования тектонической структуры региона лежит продоль-

ное изгибание верхней части консолидированной коры, в результате которого образуются поднятия Северного Памира и Южного Тянь-Шаня и разделяющий их прогиб Таджикской депрессии (рис. 5).

Вместе с верхней частью консолидированной коры (т.е. вместе с кристаллическим основанием или гранитным слоем) изгибаются и слоистые породы осадочного чехла Таджикской депрессии. При таком изгибании (как и при изгибании упругой расслоенной пластины, рассмотренной выше) на крыльях прогиба в породах осадочного чехла неизбежно возникнут срывы надвиги. Подобное явление легко моделируется на изгибаемой пачке листов бумаги. При изгибе пачки верхние листы будут проскальзывать относительно нижних в стороны от осевой части изгиба. В самой осевой части проскальзывание отсутствует. Симметричное положение срывов—надвигов на бортах Таджикской депрессии, затухание их в осевой ее части, направление перемещений по надвигам (см. рис. 1), отсутствие субгоризонтальных перемещений в наиболее опущенной пологой части "внутренней дуги" — все это согласуется с картиной, предполагаемой рассматриваемой моделью.

Возникает, однако, вопрос: достаточно ли такого проскальзывания при изгибании для того, чтобы получить наблюдаемые (см. рис. 1) амплитуды надвигов Таджикской депрессии. Представляется очевидным, что недостаточно. Следовательно, должен существовать какой-то дополнительный к упомянутому "проскальзыванию при изгибании" механизм надвигообразования. Рассмотрим существующие по этому поводу представления.

Одной из возможных дополнительных причин может быть раздавливание, расплющивание нижней части осадочной толщи Таджикской депрессии под нагрузкой, создаваемой верхней частью той же осадочной толщи. При этом породы раздавливаемой толщи, как предполагается, нагнетаются в краевые части депрессии, где и образуют надвиги и складки. Такой механизм обычно привлекается для объяснения происхождения надвигов и складок, которые, как в данном случае, по своей морфологии и кинематике относятся к группе складок нагнетания в классификации В.В. Белоусова.

При этом механизме в пределах Таджикской депрессии должны существовать три типа зон, различающихся по характеру напряженного состояния, а именно: зона раздавливаемая, расплющиваемая на глубине в осевой части депрессии (вертикальное сжатие); зона раздавливающая, создающая нагрузку также в осевой части депрессии, но выше по разрезу, около дневной поверхности (напряжения отсутствуют); и, наконец, располагающиеся в бортовых частях депрессии две сходные зоны нагнетания (субгоризонтальное сжатие) (рис. 6, а). Такие представления никак не соответствуют результатам изучения напряженно-деформированного состояния по сейсмологическим данным (рис. 3).

Можно представить себе еще один источник местных сил надвигообразования. Это увеличение объема осадочных пород Таджикской депрессии в результате некоторых наложенных, эпигенетических про-

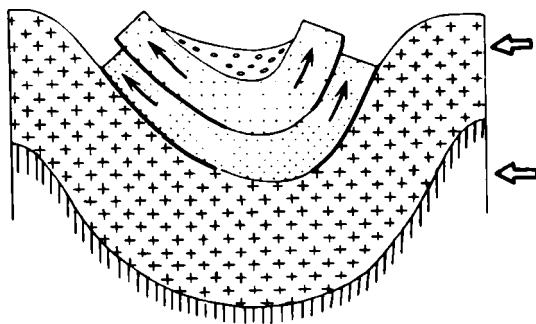


Рис. 5. Схема формирования тектонической структуры Гармского подиона в результате продольного изгиба верхней части консолидированной земной коры
Условные обозначения см. на рис. 4

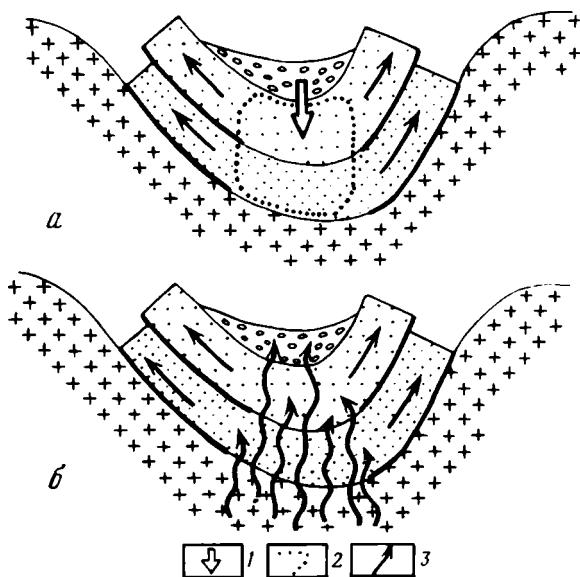


Рис. 6. Дополнительные механизмы надвигаобразования в Таджикской депрессии за счет раздавливания слоистых толщ под нагрузкой (а) и привноса в них дополнительного вещества (б)

1 — направление давления, оказываемого верхней частью осадочной толщи Таджикской депрессии. 2 — условные контуры раздавливаемой части осадочной толщи. 3 — привнос дополнительного вещества низкотемпературными гидротермами. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

песков. Применительно к Таджикской депрессии такую гипотезу давно высказал С.А. Захаров [7, 8].

В результате предполагаемого увеличения объема пород происходит утолщение и удлинение слоев осадочных пород Таджикской депрессии. Последнее вызывает нагнетание материала в красные части депрессии, образование там симметрично расположенных чешуйчатых надвигов, складок. Слов при этом на всем протяжении,

как в краевых, так и в приосевых частях депрессии, оказываются в обстановке субгоризонтального сжатия, что согласуется с имеющимися данными.

Существуют вполне реальные геологические процессы, которые такое увеличение пород (карбонатных, глинистых, кремнистых, "эвапоритовых") могут вызвать [20]. Это может быть связано с привнесом дополнительного вещества низкотемпературными гидротермами. Широкое развитие наложенной карбонизации и ангидритизации пород Таджикской депрессии отмечено в литературе [11—13]. Поступление дополнительного материала в осадочный чехол депрессии с больших глубин представляется возможным, исходя из описанного выше напряженно-деформированного состояния в наиболее погруженной пологой части "внутренней сейсмогенной дуги".

В связи с этим обратимся к долговременным (около 10 лет) режимным магнитометрическим наблюдениям, которые ведутся в рассматриваемом районе на сети станций на базах от первых десятков до 100—150 км. Результаты этих наблюдений позволяют говорить о существовании локальных обратимых изменений электропроводности земной коры. Величина этих изменений (до 12—13% при ошибке измерений 3—4%), не свойственная твердым горным породам, и их обратимость позволяют предполагать, что возможной их причиной может быть периодическое внедрение глубинного флюида, насыщенного минеральными солями и в силу этого являющегося хорошим проводником.

По этим причинам последняя точка зрения представляется нам предпочтительной для объяснения надвигообразования в двух верхних пластинах земной коры.

Но, быть может, образование нижней пластины, сложенной породами фундамента, и продольный изгиб верхней части консолидированной коры, о котором говорилось раньше (см. рис. 1, 5), можно связывать со сближением плит литосферы?

Отметим, что Кабудкрымское поднятие фундамента Южного Тянь-Шаня является (судя по составленному профилю см. рис. 1) фронтальной частью этой пластины. По существующим представлениям столкновение Евразийской и Индийской плит литосферы произошло не ранее 30—35 млн лет назад, т.е. в олигоцене. В то же время по имеющимся данным рост Кабудкрымского поднятия (связанного с перемещением тектонической пластины), равно как и обособление Таджикской депрессии, фиксируется достоверно по крайней мере с раннего мела, т.е. 100—140 млн лет тому назад, задолго до столкновения. Так что и общее деформирование рассматриваемой территории, и образование глубинных надвигов типа Кабудкрымского, связанные с субгоризонтальным сжатием, возможно, не имеют отношения к сближению плит литосферы.

Этот вывод, однако, справедлив только в том случае, если массив кристаллических пород, слагающих Кабудкрымское поднятие, всегда был частью нижней тектонической пластины, изображенной на нашем профиле. Можно, однако, допустить, что первоначально, в доолигоценное время, Кабудкрымский массив входил в состав

южной окраины Евразийской плиты, был частью иного, отличного от изображенного на профиле структурного ансамбля. Можно в этом случае думать, что в процессе сближения литосферных плит Кабудкрымский массив был отсечен от Евразийской плиты наклоненной на юг плоскостью надвига и только после этого включен в состав той тектонической пластины, к которой он относится в настоящее время. В этом случае между движением этой пластины и поднятием Кабудкрымского массива в доолигоценное время не должно существовать зависимости. Необходимо, однако, отметить, что геологические признаки такой перестройки структурного плана в третичное время не известны.

Некоторые вопросы глубинного строения. Обратимся к более глубоким горизонтам земной коры Гармского полигона. При предполагаемом (см. выше) продольном изгибе консолидированной коры ее подошва на территории Таджикской депрессии должна прогнуться вниз на величину, равную мощности осадков, накопившихся здесь в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя, т.е. не менее чем на 20 км. Известно, однако, что в пределах Таджикской депрессии земная кора утонена по сравнению со смежными поднятиями. Подъем поверхности достигает 15—20 км в центральной части депрессии, в районе Кулябского прогиба, и не менее 5—10 км на рассматриваемой территории.

Такое утонение может быть первичным или вторичным. В случае первичности утонения вопрос о его причинах не возникает. Можно, например, считать, что Таджикская депрессия сформировалась на коре океанического типа, входившей в состав Тетиса. Формационный облик мезозойских и кайнозойских пород, выполняющих депрессию, с этим предположением не согласуется.

Вторичное утонение консолидированной коры можно объяснить различно. Рассмотрим два возможных объяснения. И.А. Резанов с соавторами [18] полагают, что можно выделить два типа эволюции земной коры. При развитии по первому типу ведущим процессом является тектоническое перемещение (поднятие, опускание) земной коры в целом. Одно из последствий этого компенсационное смещение границы M соответственно вниз или вверх по разрезу. В рамках этого механизма образование прогиба Таджикской депрессии можно рассматривать (с учетом имеющихся данных о ведущей роли субгоризонтального сжатия в формировании тектонической структуры) как результат продольного изгиба земной коры, которая при этом втягивается вниз, в мантию. Источник субгоризонтального сжатия в данном случае не рассматривается.

Материалы нижней части земной коры, попадая при втягивании в чуждые для него условия давления и температуры, существующие на соответствующих глубинах, могут пропитываться мантийным материалом, преобразовываться и приобретать плотностные и упругие характеристики, свойственные породам верхней мантии. В результате поверхность окажется смещенной вверх по разрезу коры, а ее консолидированная часть утонится. Можно предположить, что при втягивании в мантию и изгибании нижняя, выпуклая вниз, часть

земной коры окажется разбитой трещинами растягивания (не имеются в виду зияющие трещины), в результате чего материал мантии сможет проникнуть в земную кору выше того уровня, с которого началось опускание коры. Подошва коры вследствие этого будет находиться на более высоких отметках, чем под смежными поднятиями. Опускание коры в этом случае должно иметь антиизостатический характер, что соответствует данным М.Е. Артемьева о распределении изостатических аномалий на территории Средней Азии.

В случае развития земной коры по второму типу ведущим процессом следует считать смещение самой границы (в нашем случае ее подъем) за счет изменения термодинамических условий в окрестностях границы. Причина подобного изменения условий под Таджикской депрессией усматривалась в [14] в значительном повышении температуры за счет поступления "волны" горячего материала верхней мантии под Таджикскую депрессию и сближения литосферных плит. Свидетельством возможного повышения температур в верхней мантии под Таджикской депрессией является заметное (до 4% в Кулябском прогибе) понижение скоростей распространения упругих волн в ней [14] (отметим, что понижение скоростей подразумевается и при развитии по первому типу — за счет смещения корового и мантийного материала под депрессию).

В свою очередь процесс смещения вверх границы *М* должен, согласно [18], сопровождаться компенсационным изостатическим прогибанием вышележащих слоев земной коры, чем и можно объяснить образование Таджикской депрессии. В этом случае территории Таджикской депрессии должны отвечать положительные изостатические аномалии. Поскольку это не так, можно предположить, что они компенсируются разуплотнением более глубоких частей мантии на той же территории [14]. Последующее вовлечение территории депрессии в горо- и складкообразование можно рассматривать в рамках тектоники плит как результат возрастания роли субгоризонтального сжатия за счет сближения и столкновения литосферных плит.

Изложенные выше материалы, предлагаемые их интерпретации показывают, что для однозначного решения вопроса о происхождении субгоризонтального сжатия, являющегося исходной причиной формирования тектонической структуры региона и его современной динамики, пока недостаточно данных. Это сжатие во многих случаях может быть объяснено без привлечения представлений о сближении плит литосферы. Некоторые особенности структуры, напряженно-деформированного состояния этим представлениям противоречат. Но другие без них пока не могут быть объяснены. В первую очередь это хорошо выраженная упорядоченность близгоризонтальных осей сжатия в сравнительно узком диапазоне азимутов, что может указывать на единую причину такого сжатия — сближение плит литосферы. Повидимому, следует искать возможности сочетания механизма тектоники плит с иными механизмами, из которых наиболее вероятным представляется увеличение объемов пород земной коры.

1. Буланже Ю.Д., Гусева Т.В., Демьянова Т.Е. и др. Морфология и происхождение Вахшского надвига в Таджикистане по геологическим и гравиметрическим данным // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 4. С.16—24.
2. Буланже Ю.Д., Гусева Т.В., Певнев А.К., Улашина С.А. Характер современных горизонтальных движений в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню Докл. АН СССР. 1980. Т.254, N 3. С.587—589.
3. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
4. Гусева Т.В., Лукк А.А., Певнев А.К. и др. Геодинамика района Гармского полигона в Таджикистане // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. N 7. С.10—26.
5. Гусева Т.В., Лукк А.А., Певнев А.К. и др. Основные черты тектоники района Гармского полигона (Таджикистан) // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С.133—139.
6. Гусева Т.В., Певнев А.К., Шевченко В.И. Современные движения, тектоника и сейсмичность западной части хребта Петра Первого в Таджикистане // Комплексные геодинамические полигоны. М.: Наука, 1984. С.94—97.
7. Захаров С.А. Метаморфизм как вероятный фактор складкообразования // Геотектоника. 1973. N 5. С.35—49.
8. Захаров С.А. Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш. 1979. 166 с.
9. Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К. Блоковое строение земной коры Таджикистана // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С.70—84.
10. Леглер В.А., Пржиялговская И.А. Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии // Строение литосферных плит. М., 1979. С.125—188.
11. Ломоносов Н.Ф. О происхождении одного из типов змееподобных выделений сульфатов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Вып.6. С.96—101.
12. Ломоносов Н.Ф. Влияние карбонатной минерализации на физико-механические свойства осадочных пород Таджикской депрессии // Гидрогеология и инженерная геология. Душанбе: Дониш, 1975. С.303—315.
13. Ломоносов Н.Ф. Гидротермально метаморфизованные лессовые породы // Там же. С.316—325.
14. Лукк А.А., Мирзокурбанов М. Взаимосвязь глубинных и приповерхностных структур в литосфере горных районов Средней Азии // Геология и геофизика Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1987. N 2. С.56—75.
15. Лукк А.А., Нерсесов И.Л., Певнев А.К., Юнга С.Л. Современные движения западной части хребта Петра Первого по геодезическим и сейсмологическим данным // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. N 5. С.32—41.
16. Лукк А.А., Шевченко В.И. Характер деформирования земной коры Гармского района (Таджикистан) по геологическим и сейсмологическим данным // Там же. 1986. N 7. С.16—33.
17. Певнев А.К., Баранова С.М., Белокопытов В.А. и др. Современные движения и тектоника хребта Петра Первого в Таджикистане // Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука, 1983. С. 59—62.
18. Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснолещева Г.В. Природа границы Мохоровичича. М.: Недра, 1984. 219 с.
19. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
20. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М.: Наука, 1984. 160 с.
21. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 10. С.14—23.
22. Юнга С.Л. О представлении фокальных механизмов землетрясений на сфере напряжений // Докл. АН СССР. 1984. Т.277, N 3. С.585—589.

Н.А. Логачев, С.И. Шерман, К.Г. Леви

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ, ЕЕ ИНТЕГРАЛЬНАЯ ОЦЕНКА И СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Распределение современных сейсмоактивных зон и их потенциальная сейсмичность тесно связаны со строением и физическим состоянием литосферы, которые в существенной степени определяются ее геодинамической активностью.

Связь строения литосферы с сейсмичностью рассматривалась в работах Н.К. Булина [4], В.И. Кнауфа [11], В.К. Кучая [15], П.Н. Николаева [18], Ю.К. Шукина [30] и многих других исследователей. В некоторых районах намечаются устойчивая корреляция высокой сейсмичности с прочностными характеристиками массивов горных пород, тенденция приуроченности сильных землетрясений к лейкократовым разновидностям гранито-гнейсового основания и др. Известны исследования о связи сейсмоактивности с рельефом границы *М*, с волноводами в коре и литосфере, с данными о мощности верхнего магнитодинамического слоя, с тепловым потоком и другими геофизическими характеристиками и полями. Нет определенной закономерности в распределении глубин очагов землетрясений по разрезу литосферы в зависимости от геотектонического режима и положения в нем сейсмического пояса. Так, на Памире и Гиндукуше сейсмичен весь разрез литосферы, в Карпатах — преимущественно верхняя мантия, на Кавказе и Тянь-Шане — кора [22].

А.А. Никонов [19] наметил связь между магнитудой и интервалами времени подготовки сильного сейсмического события. Чем длительнее период затишья, тем сильнее событие и, видимо, больше зона сейсмической активности. Миграция же и последовательность событий вдоль разлома не подчиняются как будто явным закономерностям. Соотношения не в равной мере устойчивы, и теснота их связи изменяется при переходе от одной сейсмической зоны к другой. Несомненной всегда и везде выступает связь сильных сейсмических событий с крупными активными разломами.

Большинство геолого-геофизических факторов, с которыми делаются попытки коррелировать сейсмичность, являются консервативными в том плане, что в отличие от некоторых сейсмических показателей изменяются чрезвычайно медленно. Показатели, выражающие сейсмическую активность, являются в масштабе геологического времени мгновенными характеристиками. Медленно изменяется во времени, практически синхронно со сменой тектонических режимов, граница сейсмической зоны, тоже консервативный фактор в плане. Действительно, положение сейсмических зон всегда хорошо согласуется с областями проявления определенного геодинамического режима. Здесь ничего нового и неожиданного нет. А как сравнить другие показатели, и в праве ли мы это сделать?

Геодинамический режим отражает комплекс процессов длительного действия, которые запечатляются в структуре литосферы, отражаются в строении физических полей на ее поверхности и поддаются непосредственному геолого-геофизическому изучению. Мгновенная по времени нашего наблюдения сейсмическая активность лишь одна из сторон геодинамической активности, проявление которой более длительно и связано с широким комплексом процессов.

Были поставлены задачи: 1) выразить комплекс признаков, которые характеризуют геодинамическую активность литосферы, через интегральный показатель; 2) оценить долю участия в нем сейсмичности и ее общие закономерности под этим углом зрения.

Геодинамика литосферы — понятие, подразумевающее одновременное действие сложной многокомпонентной системы во времени и пространстве. Геодинамическая активность литосферы — синхронное проявление на поверхности Земли в повышенных от среднего уровня значениях основных геотектонических факторов: скоростей и амплитуд движений тепловых потоков, магматических процессов и сейсмичности, свидетельствующих о большой мощности определяющих их энергетических источников. Проявление отдельных факторов может носить дискретный характер. Шестым фактором является мощность литосферы.

Названные факторы взяты в основу интегрального показателя геодинамической активности литосферы. Они отражают активность по ее непосредственному проявлению на поверхности Земли, т.е. через структуры, физические поля и процессы.

Прежде чем говорить о признаках, сформулируем методические требования к ним. Мы использовали с несущественной редакцией свойства признаков, которыми руководствовались В.В. Белоусов и Н.И. Павленкова [2] при выборе критериев для классификации коры. Признаки, положенные в основу для характеристики геодинамики литосферы, должны удовлетворять следующим требованиям: 1) устойчиво характеризовать достаточно крупные области и изменяться при переходе от одной геодинамической зоны к другой; 2) обладать количественной определенностью и достоверно устанавливаться из наблюдений без применения априорных представлений о модели среды; 3) быть связанными с определенной геодинамической ситуацией, коррелироваться или находиться в согласии с другими признаками, типичными для данной обстановки; 4) не являться данными единичных, индивидуальных наблюдений, т.е. случайными величинами.

В зависимости от периода времени, для которого характеризуется геодинамическая обстановка, ведущие признаки могут меняться. Для характеристики геодинамической обстановки в кайнозое ведущими из признаков являются: амплитуды вертикальных и горизонтальных движений коры, мощность литосферы, сейсмический потенциал, плотность теплового потока, интенсивность вулканической деятельности.

Естественно, данных, собранных только на поверхности Земли, мало для характеристики ее глубинной структуры. К сожалению, пока от подобного способа косвенного анализа глубинных процес-

сов никуда не уйти, хотя очевидно, что характеристика геодинамики литосферы может быть дана при прямой фиксации большинства данных по ее объему (или несколькими сечениями).

Несколько подробнее рассмотрим содержание некоторых из перечисленных ведущих признаков для характеристики геодинамики литосферы в кайнозое. Основным ведущим признаком являются крупные геологические структуры и порождающие их движения или, другими словами, площади и объемы масс, вовлеченные в движение. Именно этот показатель через кинематику движений наиболее быстро и отчетливо отражает происходящие на глубинах перемещения масс.

Со структурами и движениями материала генетически связаны два других показателя: толщина (мощность) литосферы и сейсмический потенциал. Действительно, установлено и хорошо известно, что между толщиной деформируемого тела (пласта) и размерами развивающихся в нем структур имеется определенная связь и наоборот — зоны динамического влияния структур зависят от толщины деформируемого тела, в котором они развиваются. Таким образом, можно уверенно утверждать, что по неотектоническим структурам на поверхности Земли с поперечником, сопоставимым с мощностью литосферы, но не менее 50—70 км, можно приближенно оценивать мощности слоев литосферы, вовлеченных в деформацию, и, следовательно, тектоническую активность соответствующего по толщине уровня литосферы.

Значение мощности литосферы дает возможность судить о потенциальных резервах территории к тектонической активизации. Как правило, существует обратная зависимость между мощностью литосферы и тектонической активностью. Исключением являются районы коллизии литосферных плит, где из-за поддвига литосферы мощности "удваиваются". По мощности литосферы можно ориентировочно определить возраст ее формирования [7], а через него и приблизительную мощность астеносферы [17].

С деформацией литосферы в целом, особенно с ее верхней "хрупкой" частью, связана и сейсмическая активность. Она практически немедленно информирует нас об образовании в глубинах литосферы деструктивной области (очага землетрясения) как результата деформаций определенного объема литосферных масс и резких подвижек в нем, которые мы фиксируем на поверхности. Магнитуда землетрясения при прочих равных условиях пропорциональна скорости деформирования, области накопления напряжений, мощности деформируемого слоя, размеру структур и некоторым другим параметрам, в частности глубине очага. Важно, что потенциальная магнитуда землетрясений пропорциональна ведущим тектоническим процессам в литосфере. Поэтому величину магнитуды, или сейсмический потенциал, можно рассматривать в качестве одной из комплексных физических характеристик геодинамической активности литосферы.

Об активности литосферы можно судить и по магматическим образованиям. Для кайнозоя площади распространения кайнозойских базальтов, древних и современных вулканов являются неоспоримым аргументом высокой степени разогрева и разуплотнения литосферы

и, возможно, астеносферы в пространствах, превышающих ареалы распространения наземного вулканизма.

Величина теплового потока является весьма информативным, но не всегда однозначным показателем степени геодинамической активности литосферы. По сравнению с характеристиками амплитуд движений или сейсмическим потенциалом величина плотности теплового потока может отставать по времени от современных процессов в литосфере¹. Но активизация литосферы мощной, в среднем 100-километровой, наружной сферы Земли - не развивается и не затухает мгновенно. Известно, что разогревание такой толщи требует сотен тысяч лет и более, и время это пропорционально ее мощности. Следовательно, кайнозойский вулканизм и тепловой поток необходимо рассматривать как процесс и физическое поле, отражающие геодинамическую активность литосферы за относительно продолжительный период времени.

Перечисленные признаки удовлетворяют изложенным выше требованиям и, на наш взгляд, являются достаточными для оценки геодинамической активности литосферы в кайнозое.

Как перейти от количественно выраженных частных значений признаков к их интегральной характеристике, численно выражающей степень геодинамической активности литосферы? Естественно напрашивается путь использовать аппарат математической статистики и через множественную корреляцию выразить степень геодинамической активности как функцию 4—6 независимых переменных здесь не годится. Почему? Мы вынуждены будем заменить конкретные числовые характеристики признаков на экспертные или другие условные оценки и вернуться на исходные позиции качественного тектонического анализа.

Нами сделана попытка полуколичественного выражения степени активности литосферы в кайнозое через качественный показатель, который, в свою очередь, является интегральным показателем количественно выраженных частных признаков на поверхности Земли: структур и амплитуд движений, сейсмического потенциала, примерной мощности литосферы, плотности теплового потока и площади распространения кайнозойских магматических образований. Заметим, что отсутствие данных по одному из признаков или их отклонение от среднего значения не влияют на интегральный качественный показатель и не должны рассматриваться как причина, запрещающая дальнейший анализ геодинамической обстановки. Заключение о степени геодинамической активности литосферы можно сделать по трем-четырем ведущим признакам, количественное выражение которых не вызывает сомнений.

Намечается пять уровней градации степени геодинамической активности литосферы в кайнозое: очень низкая, низкая, средняя, высокая

¹ Нельзя исключать из рассмотрения и такую ситуацию, когда повышенный тепловой поток является результатом неравномерного остывания больших по площади территорий и, естественно, совершенно не свидетельствует о современной активизации. Отсюда, только по абсолютной величине теплового потока нельзя судить о геодинамической активности литосферы.

и очень высокая, которым соответствуют конкретные средние количественные характеристики частных данных.

Эти же характеристики и материалы [6, 9, 10, 13, 20, 25] положены в основу легенды и карты геодинамической активности литосферы Сибири в кайнозое (рис. 1, см. вкл.). Предлагаемая карта геодинамической активности литосферы Сибири имеет хорошую предысторию. Ей предшествовали подобные карты под редакцией А.А. Смылова, карты, составленные Б.В. Ермаковым, В.Н. Семовым, Ю.К. Шукиным [10], М.Е. Артемьевым, Г.И. Рейснером, В.П. Шолло [1], методические рекомендации Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина [16] по составлению карт современной тектонической активности и другие материалы.

На карте геодинамической активности литосферы Сибири отчетливо видны площади, отражающие разную степень геодинамической активности литосферы. В одних случаях площади с той или иной степенью активности совпадают с границами геотектонических структур, в других накладываются на границы и как бы объединяют районы с разной историей геотектонического развития. Это положение можно объяснить с нескольких точек зрения. Важно, и на карте это хорошо видно, что с высокими уровнями геодинамической активности пространственно совпадают сейсмически активные области.

Рассмотрим роль сейсмического потенциала в общей оценке интегрального показателя. Даже если мы не будем принимать во внимание сейсмический потенциал, то "интеграл" по другим признакам компенсирует его отсутствие. Это означает не только хорошую качественную корреляцию главных признаков, но и то, что сейсмичность является неотъемлемым свойством геодинамической активности литосферы. Однако сейсмичность проявляется дискретно во времени и в границах пространства, вовлеченного в активизацию. Именно дискретность, как показала К.И. Кузнецова [14], является фундаментальным свойством сейсмичности.

В свою очередь дискретность проявления сейсмичности является основной причиной нечеткости парных корреляций сейсмических и геолого-геофизических параметров. В зависимости от уровня геотектонической активности, стадии деструкции литосферы и степени совпадения тех или иных событий зависит теснота корреляционных связей между теми или иными параметрами. Сейсмичность появляется только на определенном уровне геодинамической активности, когда начинается нарушение структуры литосферы как "единой горной массы". В деталях прочностная структура литосферы определяется региональным или локальным распределением полей напряжений, возникающих или исчезающих вместе со структурными дефектами, преимущественно разломами разного ранга.

Существует много толкований, объясняющих наличие или отсутствие корреляционных связей между обсуждаемыми явлениями. Дискретность проявления сейсмичности и недостаточность времени наблюдения за сейсмическими событиями во всей их последовательности не дают оснований для обсуждения степени достоверности корреляционных связей между сейсмическими и геолого-геофизическими признаками и, следовательно, моделей этих процессов.

Внести дополнительную ясность в обсуждаемую проблему может физическое моделирование. В короткий интервал времени оно помогает установить связи между главными структурами и сопровождающими их процессами, возникающими при деформировании. Землетрясения возникают в областях с высокими относительными скоростями движений в результате формирования или продолжения развития разломов. Сейсмический процесс в целом отражает мега- и макро-разрушение литосферы в районах с высоким уровнем геодинамической активности. При этом мегаразрушение литосферы типично для границ литосферных плит, макро-, как правило, для внутриплитных территорий. Возникновению сильных землетрясений предшествуют упруго-пластичные деформации значительных объемов земной коры и литосферы. Формирование сетки разломов при деформации земной коры в масштабе геологического времени соответствует законам поведения упруго-вязкого тела Максвелла [27]. Эта модель позволяет легко переходить к крайним элементам реологического ряда упругость — эластичность.

Совокупность очень многих данных дает основание ожидать аналогю в законах разрушения на разных иерархических уровнях [12, 27]. Это обстоятельство и бесспорные факты о связи сейсмичности с процессами деструкции открывают пути к физическому моделированию сейсмического процесса.

Рассмотрим результаты экспериментов, поставленных для предварительной оценки масштабов влияния различных факторов на развитие деструктивной зоны и сейсмический процесс. Эксперименты были проведены в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО АН СССР С.И. Шерманом, С.А. Борняковым, В.Ю. Буддо и В.А. Трусовым и частично описаны [28, 24].

Принимая во внимание, что деструктивные зоны земной коры и литосферы (межплитные и внутриплитные генеральные разломы) развиваются по законам деформирования упруго-вязкого или упруго-вязко-пластичного тела [27, 32], и исходя из требований условий подобию во всех экспериментах, в качестве модельного материала использовалась бурая глина, вязкость которой варьировала от 10^4 до 10^5 Па·с. Подобие определялось критерием Рейнольдса, записанным в несколько измененной от привычного стандарта форме $\eta (\rho g L / T) = \text{const}$, где η — вязкость материала, ρ — плотность материала, g — ускорение силы тяжести, L — линейные размеры, T — время.

Эксперименты позволили установить, что ширина деструктивных зон на модели, с которыми отождествляются сейсмоактивные зоны на поверхности Земли, зависит от способа нагружения модели (растяжение, сжатие, срез), толщины слоя, вязкости материала, скорости деформирования (рис. 2) [28]. Это говорит о том, что деструктивные зоны, сопровождающие сбросы, надвиги, сдвиги или их сложные комбинации, образующиеся в слоях (сферах) одинаковой мощности, будут иметь неодинаковые размеры площадей и объемов, в пределах которых потенциально возможно возникновение очагов землетрясений. Существующие физико-математические модели очагов такой дифференциации трещин не учитывают [31].

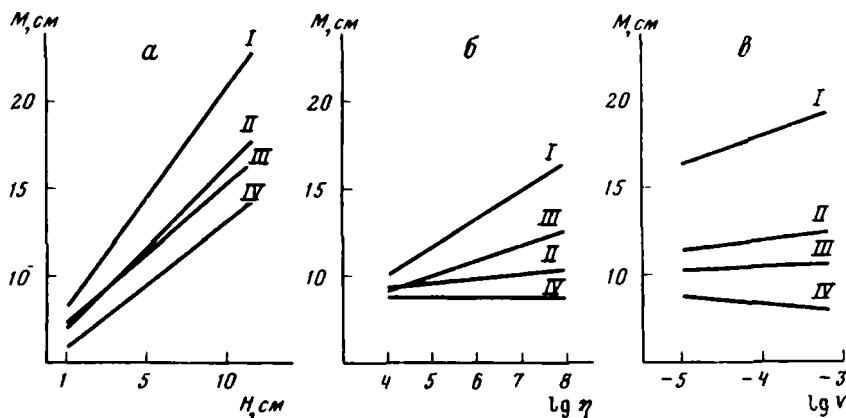


Рис. 2. Влияние толщины модели (а), ее динамической вязкости (б) и скорости деформирования (в) на ширину M области активного динамического влияния срезов (I), надвигов (II), сбросов (III) и сдвигов (IV) [28]

Другие графики (см. рис. 2) отражают изменения размеров областей влияния разломов в зависимости от вязкости и скорости деформирования. Видно, что с увеличением этих параметров ширина областей влияния всех разломов, за исключением сдвигов, возрастает.

Полученные результаты позволяют говорить, что в зависимости от способа нагружения (тип деструктивной зоны), скорости деформирования (ведущая составляющая уровня геодинамической активности), вязкости среды и толщины слоя (состав, свойства и мощность слоев литосферы) изменяются ширина и объем деструктивной зоны, в которой происходят накопление и разрядка напряжений.

В процессе моделирования выявлено, что развитие внутренней структуры деструктивных зон, независимо от их типа, имеет общую закономерную направленность. Внутренняя структура, т.е. серия трещин различных систем, направлений и длин, развивается поэтапно от множества непротяженных трещин первого ранга через структурные перестройки к единому магистральному разрыву — деструктивной зоне [3]. После каждой перестройки преимущество роста остается за системой или системами, образующими минимальный угол с направлением будущего магистрального разрыва. Перестройка заключается в том, что каждая система трещин испытывает "разряжение", что выражается в увеличении шага между растущими трещинами, а трещины в ней удлиняются. Перестройки сопровождаются выделением упругой энергии и скачками напряжений. Последние свидетельствуют о переходе системы из одного положения равновесия в другое, что отражает равномерно-прерывистый характер разрушения упруго-вязкого тела.

В.А. Трусков на специальной установке изучил изменения нагрузки на модели из упруго-вязко-пластичной глины в период ранговых перестроек внутренней структуры области активного динамического

влияния разломов. Графики (см. рис. 3) нагрузка–деформация в сопоставлении с визуальными наблюдениями эволюции деструктивной зоны показали, что колебания нагрузки при постоянной скорости деформации хорошо согласуются со стадиями ранговых перестроек и развития зоны. Это отвечает дискретному характеру проявления сейсмичности при неизменном уровне геодинамической активности, обеспечивающем постоянство региональных тектонических сил.

Параллельно была изучена акустическая эмиссия, сопровождающая деструкцию упруго-вязкого тела. В экспериментальной тектонике метод акустической эмиссии часто применяется при моделировании очага землетрясения, когда в основном исследуются закономерности разрушения твердых, хрупких тел [26]. В то же время для моделирования деструктивных зон литосферы, развивающихся длительное время, согласно критериям подобия лучше использовать упруго-вязкопластичное вещество. В.А. Трусков в качестве модельного материала использовал глину с вязкостью 10^5 Па·с. Было сделано предположение, что акустическая эмиссия при разрушении такой модели отражает основные черты сейсмического процесса, возникающего и связанного с разломообразованием в литосфере, а отдельный импульс – это излучение от сдвиговой трещины [21]. Отмечается соответствие аппроксимирующей кривой распределения плотности импульса акустической эмиссии, излучаемого формирующимся разломом, со стадиями его развития, отраженными характерными изменениями кривой нагрузки (рис. 3). Следовательно, по данным акустической эмиссии мы можем судить о степени сейсмической активности деструктивных зон на различных этапах развития [24]. Характерно, что перед классовыми перестройками, перед каждым новым актом роста более крупных трещин за счет приостановки роста мелких, отмечается относительно акустическое затишье. На это явление указывали и другие авторы [23, 5]. Таким образом, подтверждается вывод о различном сейсмическом потенциале деструктивных зон разных морфологогенетических типов, расположенных в районах с разным режимом геотектонического развития и, наконец, находящихся на разной стадии своего формирования.

Анализ распределения импульсов акустической эмиссии по амплитудам показал, что процессу трения берегов уже сформированной деструктивной зоны, так же, как и другим предшествующим этапам формирования зоны, свойственно излучение сильных акустических импульсов, несмотря на общее снижение акустического фона [24]. На первый взгляд, казалось более естественным предположить, что сформированная деструктивная зона не способна генерировать сигналы больших величин. Эксперимент этого не подтвердил. Это означает, что хорошо развитые в природе крупные зоны разломов при активизации движений по ним способны генерировать землетрясения и представляют серьезную сейсмическую опасность.

Проведенные эксперименты дополнительно позволили установить относительные деформации и скорости, при которых начинается сейсмический процесс. Были проанализированы относительные деформации и время появления первых разрывов на модели. Наиболее

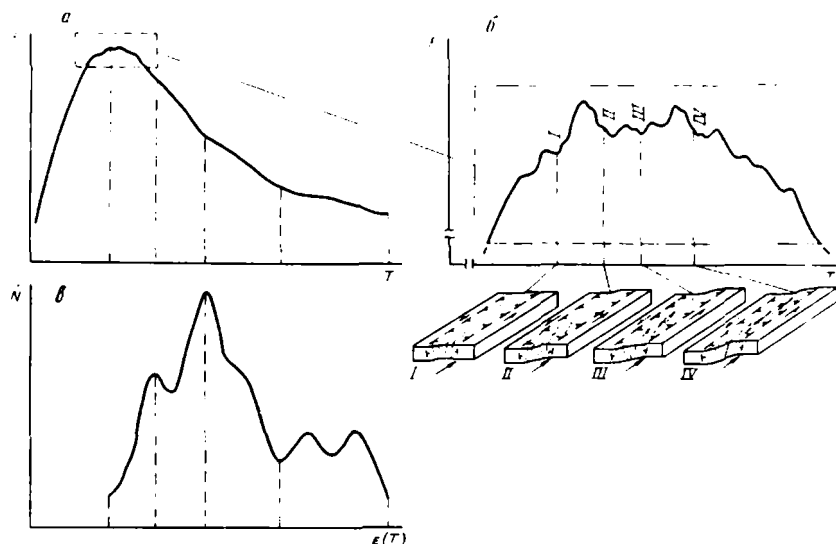


Рис. 3. Изменения нагрузки на модели и акустической эмиссии в процессе формирования среза по В.А. Трусову

а — кривая зависимости нагрузки F от времени T (деформация ϵ прямо пропорциональна T). *б* — увеличенная часть кривой $F(T)$, отражающая особенности изменения нагрузки при перестройках трещиноватости в области активного динамического влияния среза; *в* — аппроксимирующая кривая распределения плотности импульсов акустической эмиссии N ; *1–IV* — разрушаемая модель во время образования трещин 1–IV рангов

"чувствительными" оказались раздвиги, сбросы и надвиги, менее — срезы и сдвиги. Увеличение скорости деформаций существенно повышает "чувствительность" всех типов разрывных структур, т.е. время начала сейсмических явлений.

Было изучено распределение полей сдвиговых деформаций и касательных напряжений в области активного динамического влияния среза на верхней свободной поверхности модели. Эти поля имеют сложную дифференцированную структуру. Их интенсивность изменяется не только вкрест, но и по простиранию области влияния разлома [29].

Экспериментально установлено наличие неравномерности и асимметрии распределения касательных напряжений в сечении вкрест простирания зарождающегося разлома (рис. 4). В процессе развития деформации структура поля напряжений изменяется, не теряя при этом своих характерных черт. В результате действия на материал этого сложным образом меняющегося во времени, неравномерного и асимметричного поля касательных напряжений в модели образуется, тем не менее, приблизительно симметричная зона трещиноватости.

В результате анализа изменений структуры поля напряжений сдвига обнаружены явления миграции поля $\tau_{\max}$ из крыла в крыло образующегося разлома (см. рис. 4) и из приосевой части модели к ее поверхности. Миграции имеют колебательный характер. Установлено, что характеристики процесса миграции изменяются в зависимости от стадии формирования разлома и скорости деформирования

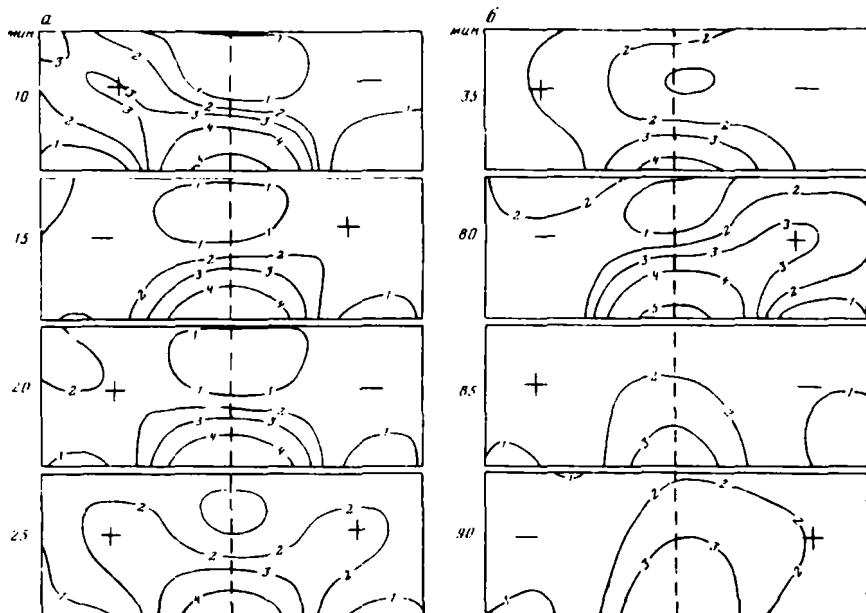


Рис. 4. Миграция зон повышенной интенсивности касательных напряжений из крыла в крыло формирующегося среза в течение одного опыта для пликвативной (а) и дизъюнктивно-пликвативной (б) стадий по В.Ю. Буддо и А.А. Бабичеву

Знаками "+" и "-" обозначены крылья, обладающие в данный момент соответственно большей и меньшей активностью. Изолинии даны в условных единицах. Пунктиром показан перпендикуляр к оси среза и плоскости подложки

модели. Возникновение миграций обусловлено первоначально более активным образованием разрывов в одном из крыльев будущего разлома в результате неоднородности крыльев, флуктуаций некоторых механических свойств материала модели, возникающих при движении штампа установки. Далее вступает в действие колебательный механизм выравнивания степени дислоцированности разных крыльев разлома. К составляющим этого процесса относятся миграции максимумов напряжений от подложки к поверхности, которые, как предполагается, представляют собой волны напряжений. Таким образом, процесс формирования разлома является сложным колебательным процессом, включающим миграции поля напряжений из крыла в крыло разлома, от источника нагрузки к поверхности и, возможно, другие виды миграций.

Выведено предположение о наличии подобных процессов с периодом (согласно теории подобия) 10^4 – 10^6 лет при формировании зон крупных разломов в земной коре. Установленное явление объясняет миграцию во времени сильных сейсмических событий вдоль сферы влияния единого протяженного сейсмоактивного разлома. Таким образом, при консервативном, чрезвычайно медленном изменении определенного уровня геодинамической активности, возникают условия то для высвобождения упругой энергии, то для ее аккумуля-

ляции. В пределах геологического времени активизации процесс имеет тенденцию к квазистационарности, т.е. определенной систематичности "всплесков" подвижек по разрывам или их роста. Сужение интервала времени нарушает закономерность картины и приводит к сбою различного вида корреляционных связей между геолого-геофизическими и сейсмическими параметрами, т.е. параметрами, отражающими один и тот же в своем корне процесс.

Таким образом, геодинамическая активность литосферы может быть оценена через интегральный показатель. По этому полуколичественному на данном уровне наших знаний критерию можно проводить районирование территорий. Сейсмичность как процесс связана и появляется при высоких уровнях геодинамической активности. При общем и в целом равномерном развитии геодинамической активности сейсмичность носит дискретный характер. Он объясняется стадийностью развития деструктивных зон. Именно такого типа сведения может внести сегодня тектоника в общие проблемы сейсмичности и наметить пути выхода на некоторые факторы долгосрочного прогноза сейсмичности по геолого-геофизическим показателям

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемьев М.Е., Рейснер Г.И., Шолто В.Н.* Методика построения обобщенных карт современного состояния земной коры. Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 24-39.
2. *Белюсова В.В., Павленкова Н.И.* Типы земной коры. Геотектоника, 1985. N 1. С. 3-14.
3. *Боричков С.А.* Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруго-вязкой модели. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 26-44.
4. *Бунин Н.К.* О связи высокосейсмичных зон с некоторыми элементами строения литосферы. Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. Ташкент, 1983. С. 23-31.
5. *Виноградов С.Д.* Изменения сейсмического режима при подготовке разрушения. Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 169-178.
6. Геодинамическая карта территории СССР и прилегающих акваторий. Масштаб 1:10 000 000. Под ред. А.А. Смыслова. Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
7. Геофизика океана. Т.2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 347 с.
8. Глубинное строение и геодинамика литосферы. Под ред. А.А. Смыслова. Л.: Недра, 1983. 276 с.
9. *Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В., Соколова Л.С.* Тепловой поток Сибири. Геология и геофизика, 1982. N 1. С. 42-51.
10. *Ермаков Б.В., Семов В.Н., Шукин Ю.К.* Современная тектоническая активность литосферы по геофизическим данным. Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 8-23.
11. *Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Нурманбеков К.* и др. Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1981. 131 с.
12. *Колмогоров А.Н.* О логарифмически нормальном законе распределения частиц при дроблении // Докл. АН СССР, 1941. Т. 31, N 2. С. 99-101.
13. *Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П.* и др. Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
14. *Кузнецова К.И.* Сейсмичность как стохастический процесс с физическими параметрами // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983. N12. С. 16-28.
15. *Кучай В.К.* Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 127 с.
16. *Леонов Ю.Г., Хаин В.Е.* Задачи, содержание и проблемы составления карты современной тектонической активности // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 1-8.

17. Лещиков Ф. А., Леви К. Г. Зрелость литосферы и природа астеносферного слоя // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, N 5. С. 1201–1204.
18. Николаев П. Н. Напряженное состояние и механизм деформации земной коры альпийской складчатой области // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. N 1. С. 7–14.
19. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 111 с.
20. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 537 с.
21. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1975. 217 с.
22. Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 139 с.
23. Соболев Г. А., Семерчан А. А., Салов Б. Г. и др. Предвестники разрушений большого образца горной породы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. N 8. С. 29–43.
24. Трусов В. А., Шерман С. И. Применение метода акустической эмиссии при моделировании крупных разломов земной коры и литосферы // Акустическая эмиссия материалов и конструкций. Ростов н/Д., 1984. Ч. 2. С. 168–169.
25. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности на территории СССР // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. N 1. С. 25–32.
26. Шамина С. Г. Модельное исследование физики очага землетрясения. М.: Наука, 1981. 191 с.
27. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 137 с.
28. Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 147 с.
29. Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. и др. Моделирование механизма образования сейсмоактивных разломов в упруго-вязкой среде // Геология и геофизика. 1985. N 10. С. 14–27.
30. Щукин Ю. К., Люстих Т. Е. Геодинамика и сейсмичность // РЖ. Общая геология. 1981. Т. 14. С. 19.
31. Aki K. Evolution of quantitative models of earthquakes // Fract. Mech. Pros. Symp. Appl. Math. Amer. Math. Soc. and Soc. Ind. and Appl. Math. New York City, 1978. Providence (R. I.), 1979. P. 43–58.
32. Yamamoto K., Kuwahara Y., Hirasawa T. Dynamic processes during slip as an earthquake fault model // J. Seismol. Soc. Jap. 1983. Vol. 36, N. 1. P. 53–62.

УДК 551.24:550.34(571.56)

Л. М. Парфенов, Б. М. Козьмин, О. В. Гриненко, В. С. Имаев,
Л. П. Имаева, Л. А. Савостин

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

На востоке Сибири выделяются два протяженных сейсмических пояса: Байкало-Становой на юге и Черского на северо-востоке. Эти пояса принято рассматривать в качестве соответственно юго-восточного и северо-восточного ограничений Евразийской плиты [17]. Площадь поясов, заключенная внутри изосейсты 6 баллов, составляет примерно 30% от общей площади сейсмических районов СССР, определяемой аналогичным образом. Вместе с тем детальное комплексное геолого-геофизическое изучение, за исключением района Байкальской рифтовой зоны, по существу лишь только начинается. В данной работе предпринята попытка осветить вопросы геодинамики

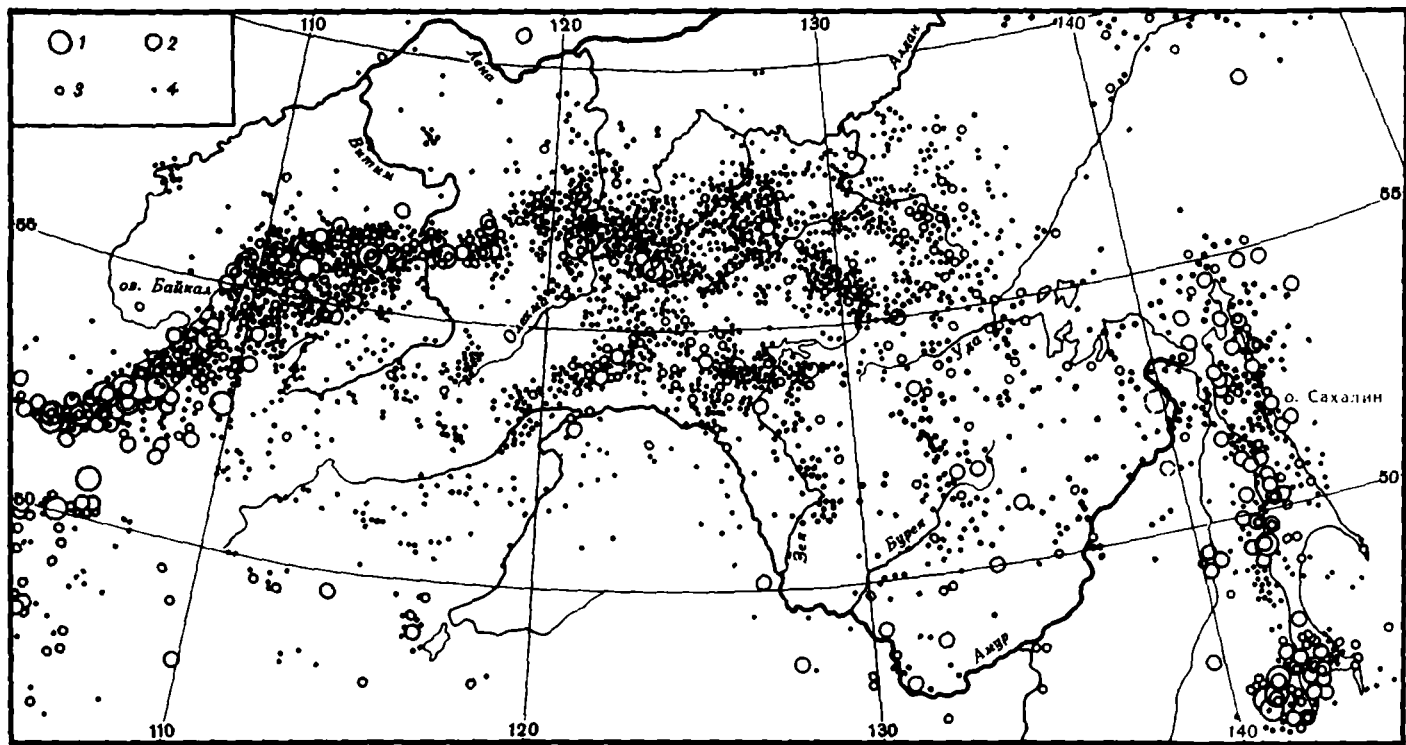


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Байкало-Станового сейсмического пояса

М: 1 — 7,6–5,8; 2 — 5,7–4,7; 3 — 4,6–4; 4 — меньше 4

Таблица 1

Параметры механизмов очагов землетрясений Олекмо-Становой и Амазарско-Джагдинской сейсмических зон

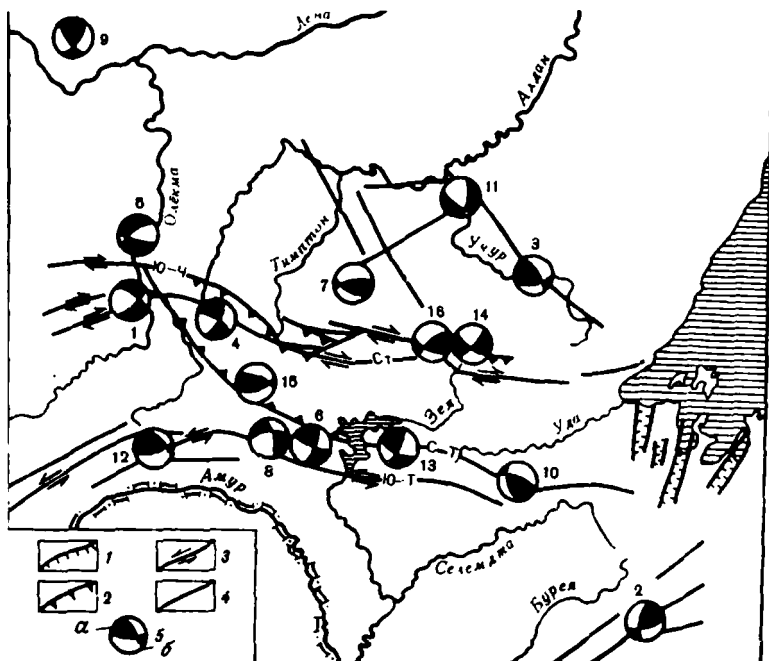
Номер п.п.	Дата	Координаты эпицентра		M	Напряжение						Источник
		с.ш.	в.д.		сжатия		промежуточное		растяжения		
					Аз°	ε°	Аз°	ε°	Аз°	ε°	
1	18.01.67	56,5	121,0	7,0	271	32	96	58	2	2	[9, 21]
2	29.08.70	51,1	135,3	5,2	137	18	239	33	23	52	[21]
3	09.04.71	56,9	133,1	4,4	30	21	136	36	276	46	[21]
4	14.06.71	56,2	123,7	5,9	252	14	76	76	162	0	[21, 61]
5	15.01.72	57,5	121,1	4,8	57	62	267	26	170	12	[21]
6	13.06.72	54,3	126,5	5,7	250	7	110	80	341	6	[21]
7	09.08.72	56,9	127,7	4,9	2	19	267	16	149	66	[21]
8	02.11.73	54,4	125,4	5,5	230	46	1	33	110	26	[21]
9	08.10.74	60,6	118,5	5,2	273	13	273	36	23	55	[21]
10	29.06.75	53,6	132,2	5,1	38	21	306	4	210	69	[21]
11	16.02.76	58,2	131,0	4,7	320	57	158	31	64	8	[21]
12	24.11.76	54,1	122,0	5,0	187	30	87	20	332	55	[21]
13	16.08.77	54,2	128,9	5,1	66	4	200	84	335	4	[21]
14	01.11.77	55,9	130,6	4,9	356	20	224	62	93	20	[21]
15	21.08.78	55,2	124,8	4,0	22	18	100	22	202	72	[21]
16	27.04.79	55,9	130,5	4,5	345	14	249	27	98	61	[21]

Примечание к табл. 1. 2. M — магнитуда землетрясения, Аз° — азимут оси напряжения; ε° — угол между направлением оси напряжений и горизонтальной плоскостью.

указанных сейсмических поясов на основе имеющихся в настоящее время сейсмологических, неотектонических, геофизических и других данных.

Байкало-Становой пояс. Байкало-Становой пояс включает Байкальскую рифтовую зону и лежащую на ее восточном продолжении Олекмо-Становую сейсмическую зону (рис. 1). Сейсмичность и геодинамика Байкальской зоны хорошо известны [18, 19, 28], поэтому нет необходимости останавливаться на ее характеристике. Представления о природе Олекмо-Становой зоны противоречивы [18, 46, 38, 31]. В ее пределах в последние годы выполнен комплекс сейсмологических и геодезических исследований [7], результаты которых обсуждаются ниже.

Олекмо-Становая сейсмическая зона широкой (200 км) полосой эпицентров землетрясений протягивается на 1000 км вдоль южной окраины Алданского щита Сибирской платформы. В ней зарегистрировано около 4000 землетрясений (три с $M=6$, 5—7), повторяемость их в 2 раза меньше, чем в Байкальской рифтовой зоне. К югу от Олекмо-Становой зоны примерно параллельно ей протягивается Амазарско-Джагдинская сейсмическая зона субширотного простирания. Она прослеживается из Восточного Забайкалья по хребтам Янкан, Тукурингра, Джагды к Удской губе Охотского моря. Здесь отмечено более 1000 толчков, в том числе несколько землетрясений с $M=5-5.6$.



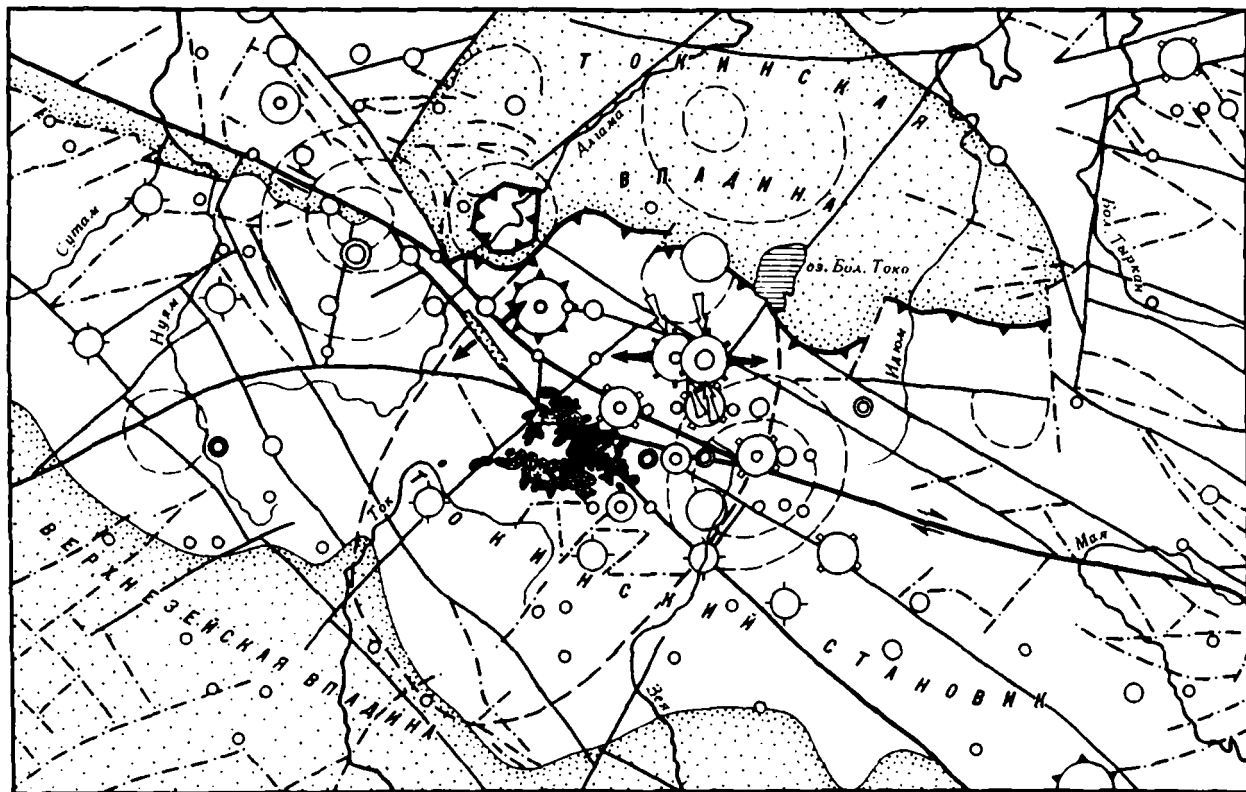
1. Фокальные механизмы очагов землетрясений Олекмо-Становой и Амазарско-Джагдинской сейсмических зон

4 — разрывные нарушения: 1 — сбросы, 2 — взбросы и надвиги, 3 — сдвиги, 4 — разломы неопределенной кинематики; 5 — распространение волн: а — сжатия, б — растяжения. Цифры соответствуют номерам табл. 1

система сейсмических наблюдений, состоящая из 15 станций в южной Якутии и Приамурье, позволяет определять до 70% эпицентров землетрясений с классом точности "а" (± 5 км) и "б" (± 10 км), остальные — с классом "А" (± 25 км). Все подземные толчки происходят в пределах земной коры. В Олекмо-Становой зоне глубины очагов землетрясений составляют 8—31 км, в Амазарско-Джагдинской — 1—10 км.

Олекмо-Становая и Амазарско-Джагдинская зоны окаймляют с севера и юга относительно асейсмичный Становой блок (800×200 км). Южная граница блока определяется полосой сгущения эпицентров землетрясений западного простирания, прослеживаемой вдоль бассейнов рек Жиганки и Гилюя (водораздел Амура и Олекмы), которая как бы соединяет западное окончание Олекмо-Становой зоны с Амазарско-Джагдинской. Эпицентры землетрясений в нижнем Приамурье и близ реки Уды намечают восточное ограничение Станового блока.

Для 16 сильных землетрясений Олекмо-Становой и Амазарско-Джагдинской зон определен механизм очагов по стандартной методике (табл. 1). В очагах землетрясений обеих зон преобладают смешанные типы сдвига, надвига и взброса (рис. 2). Геодезическими



1



2



3



4



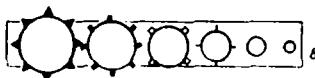
5



6



7



8

наблюдениями, выполненными в 1954 и 1979 гг. в пределах Олекмо-Становой зоны (междуречье Алдана и Тимптона), установлено, что вектор сжатия действует здесь в направлении северо-восток — юго-запад [45]. Подобные измерения в 1975—1976 гг. были проведены также в Амазарско-Джагдинской зоне (район Зейской ГЭС), где обнаружено, что сжимающие тектонические усилия направлены на северо-восток, ортогонально к местным структурам [23]. Таким образом, данные о механизмах очагов землетрясений и изучение современных движений земной поверхности показывают, что сейсмический процесс в обеих зонах обусловлен сжатием, в отличие от района Байкальского рифта, где доминируют условия растяжения.

Проведенный анализ существующих геолого-геофизических данных не позволяет согласиться с ранее предложенными моделями формирования Олекмо-Становой зоны. Представление о продвижении к востоку Байкальского рифта как о механизме, определяющем ее геодинамику [38, 5, 32], не может быть поддержано, поскольку здесь нет признаков, которые бы свидетельствовали о преобладании в ее пределах условий латерального растяжения. Такие доказательства не обнаружены в морфологии современного рельефа. Среди неотектонических разрывных нарушений преобладают сдвиги, взбросы и надвиги. Сбросы и раздвиги имеют локальное распространение и сопрягаются с крупными сдвигами, движения по которым и способствуют их формированию.

По данным о времени пробега продольных сейсмических волн от близких землетрясений поверхность M в пределах Олекмо-Становой зоны к востоку от р. Олекмы, в отличие от района Байкальского рифта, характеризуется "нормальными" значениями граничной скорости (8—8,2 км/с), обычными для Сибирской платформы [40]. Мощность земной коры здесь значительно больше (55—60 км), чем в пределах Байкальской рифтовой зоны (38—42 км). Утолщение земной коры происходит примерно параллельно простиранию Олекмо-Становой сейсмической зоны и может быть связано со сжатием и общим скучиванием материала коры в данном районе.

Простым взаимным сближением Алданского шита и Станового блока, которое следует предполагать, исходя из построений Л.П. Зоненшайна с соавторами [18], трудно объяснить широкое распространение в пределах Олекмо-Становой зоны субширотных сдвигов и существование примыкающих к ним надвигов.

Сейсмоактивными в Олекмо-Становой зоне являются прежде всего субширотные сдвиги. Так, в районе Токинского Становика устанавливается связь сейсмичности с Атугей-Нуямским и Майским сдвигами (рис. 3). Оба они отчетливо выражены на мелкомасштабных

Рис. 3. Схема разломной тектоники Токинского Становика по данным космофото-дешифрирования (восточный фланг Олекмо-Становой сейсмической зоны)

1 - Атугей-Нуямский и Майский сдвиги; 2 - Южно-Токинский надвиг; 3 - кольцевые структуры; 4 - кайнозойские базальты и вулканы; 5 - мезозойско-кайнозойские впадины; 6 - разломы неустановленной кинематики; 7 - направления действия сил сжатия (a) и растяжения (b) в очагах сильных землетрясений; 8 - эпицентры землетрясений с M соответственно 6 - 5, 4, 5; 4; 3, 5; 3; меньше 2,5

космических снимках. Атугей-Нуямский разлом протягивается в субширотном направлении на 250 км, Майский — на 400 км, соединяясь друг с другом диагональной перемычкой северо-западной ориентировки в бассейне верхнего течения р. Алгамы. Прямолинейность разрывных нарушений, крутое залегание плоскостей сместителей, общий структурный план, а также ориентация диагональной перемычки в пространстве позволяют считать их правыми сдвигами. Майский разлом несет следы активизации в новейшее время [30].

К диагональной перемычке приурочен клинообразный грабен с юрскими отложениями, который представляет собой локальную зону растяжения, ограниченную трещинами отрыва. К ее юго-восточному окончанию приурочено поле щелочных базальтов плейстоценового возраста. Здесь же отмечаются скальные оползни, по-видимому сейсмогенные [32]. Судя по большой ширине (около 10 км) присдвиговой зоны растяжения, отчетливой выраженности на космо- и фотоснимках линий главных сдвиговых нарушений и большой их протяженности, горизонтальные перемещения по ним могут составлять не менее нескольких десятков километров. Основное скопление эпицентров землетрясений отмечается вблизи поля кайнозойских вулканитов.

На западном фланге Олекмо-Становой зоны к Имангра-Чебаркаскому взбросо-сдвигу с признаками правосторонних смещений приурочен максимум сейсмической активности (более 0,5) в среднем течении р. Олекмы. Механизм Тас-Юряхского землетрясения (1967 г.) соответствует правостороннему сдвигу [21]. К Южно-Становому разлому тяготеет эпицентр Ларбинского землетрясения 1971 г., где ориентация главных напряжений в очаге также способствовала возникновению правосторонних подвижек.

Господствующее влияние названных субширотных сдвигов подтверждается пространственным распределением изосейст балльности сильных землетрясений, большие оси которых вытянуты вдоль субширотных трасс упомянутых разломов [21]. При этом затухание балльности с расстоянием в долготном направлении происходило в 1,6 раза быстрее, чем в широтном. Другим свидетельством в пользу преобладания здесь сдвиговых перемещений является также вытянутость зон афтершоков вдоль линий Тас-Юряхского и Южно-Станового разрывных нарушений.

Измерениями плановой геодезической сети в зоне сочленения Алданского щита со Становой областью (междуречье Алдана и Тимптона) выявлено, что тектонические напряжения в данном районе должны приводить к формированию левых субдолготных и правых субширотных сдвигов [45]. Скорости современных взаимных горизонтальных смещений блоков здесь оцениваются в 3—6 см/год [7].

Наряду с правосторонними сдвигами сейсмогенными являются также некоторые надвиги и взбросы, протягивающиеся примерно параллельно сдвигам или под некоторым углом к ним и обычно отделяющие горные поднятия от смежных депрессий. К ним относится Южно-Токинский надвиг, расположенный в 50 км севернее Атугей-Нуямского и Майского сдвигов. Активность надвига подтверждается двумя сильными землетрясениями 1977 и 1979 гг. с $M = 4,5-4,7$. Под-

вижки в очагах этих землетрясений представляют собой надвиги, при этом горизонтальная компонента движений соответствует правым сдвигам.

Атугей-Нуямский и Майский сдвиги, а также Южно-Токинский надвиг, возможно, образуют единую динамическую разрывную систему. Сближение двух континентальных блоков под некоторым углом друг к другу приводит к формированию над областью сдвигания поднятия с продольным сдвигом, ограниченного с одной или обеих сторон надвигом [52]. В качестве такого поднятия может рассматриваться горная система Токинского Становика, которая на севере надвигается на Токинскую депрессию (восточный фланг Олекмо-Становой зоны). Право-Ытымджинский надвиг и западный отрезок Атугей-Нуямского сдвига, которые обрамляют разделяющее их горное поднятие, имеют сходную тектоническую позицию (в центре Олекмо-Становой зоны). К ним тяготеют также сгущения эпицентров землетрясений. Подобную динамическую систему, возможно, составляют Верхнеалданский сдвиг и Южно-Чульманский надвиг, ограничивающие поднятие кряжа Зверева. Приуроченность эпицентров землетрясений к фронтальной части Южно-Чульманского надвига и альпинотипный рельеф кряжа Зверева указывают на современную подвижность этой динамической системы (западный фланг Олекмо-Становой зоны).

Параметры относительного движения плит и блоков в районе Байкало-Станового сейсмического пояса рассчитаны по азимутам векторов смещения, полученным из решений механизмов очагов сильных землетрясений (рис. 4). Скорость движения Станового блока относительно Евразийской плиты оценена по амплитудам смещения в зонах крупных разломов. Если принять, что суммарная амплитуда перемещений по субширотным сдвигам на юге Алданского щита составляет около 20–60 км и они возникли примерно 20 млн лет назад, но сохранили активность до настоящего времени, то скорость их будет соответствовать величине 0,1–0,3 см/год. При расчетах учтены данные по Прибайкалью [52] и Сахалину [36]. Согласно предлагаемой нами модели на границе Амурской плиты и Станового блока преобладают левосторонние сдвиги со значительной компонентой сжатия в северо-восточном направлении. Становой блок, сжатый между Амурской, Евразийской и Охотоморской плитами, поворачивается против часовой стрелки относительно Евразийской плиты.

В соответствии с полученными параметрами движений обстановка сжатия, существующая на большинстве границ Станового блока, в районе Удской губы сменяется растяжением. К последнему приурочены Тугуро-Амгунская долготная система грабенообразных впадин олигоцен-четвертичного возраста и покровы щелочных базальтов плиоцен-раннечетвертичного возраста. На западной окраине Станового блока должна существовать обстановка фронтального сжатия с некоторой компонентой сдвига. С такой ситуацией согласуется наличие здесь крупного горного узла хребтов Чернышева, Якан, Китем-Юникал и Чельбаус северо-западного, диагонального, по отношению к общему простиранию Станового хребта направления. В оча-

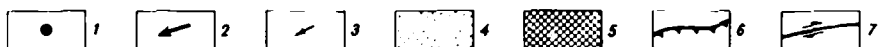
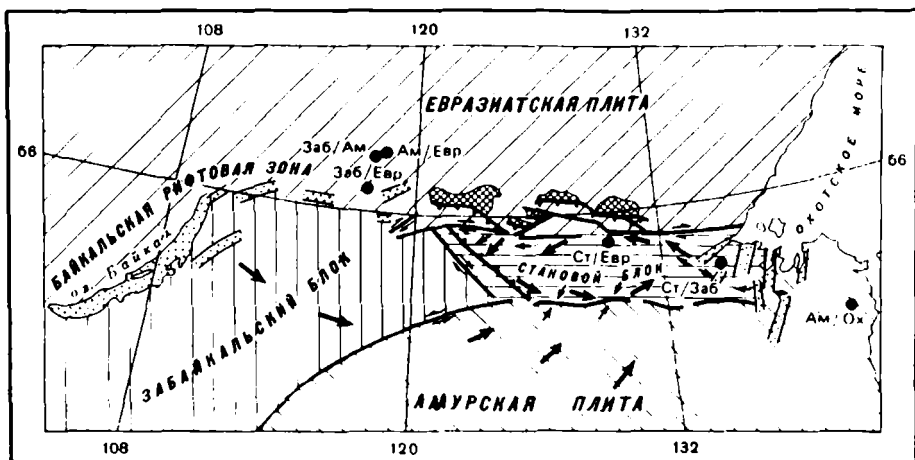


Рис. 4. Схема кинематики современных движений плит и блоков Байкало-Станового региона

1 - полюсы относительного вращения плит; 2 - направление движения плит относительно неподвижной Евразийской плиты; 3 - направление движения плит и блоков относительно друг друга; 4, 5 - впадины: 4 - позднелавинные, 5 - мезозойские; 6 - надвиги; 7 - сдвиги

гах местных землетрясений установлен взбросовый характер подвижек. Движение на границе Амурской плиты и Забайкальского блока носит скользящий характер по типу левого сдвига. Этот вывод подтверждается решением механизма Амазарского землетрясения.

Пояс Черского. Сейсмический пояс Черского выделяется в виде широкой (около 400 км) полосы эпицентров землетрясений северо-западного простирания, приуроченной к горной системе Черского и юго-западной окраине Колымского блока (традиционно выделявшегося здесь ранее в виде срединного массива) (рис. 5). Эта полоса эпицентров в юго-восточном направлении продолжается через районы северного побережья Охотского моря и Северной Камчатки к Командорским островам, где соединяется с сейсмическими поясами обрамления Тихого океана. В северо-западном направлении, по данным редкой сети сейсмических станций, намечается продолжение сейсмического пояса в район устья р. Яны и залива Буор-Хая. На шельфе моря Лаптевых наблюдается ареал эпицентров, рассеянных от дельты р. Лены до Новосибирских островов [1]. Он расположен на окончании спредингового хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане. Пояс Черского, при данной трактовке, протягивается на 2000 км, соединяя хребет Гаккеля с Алеутской и Курило-Камчатской островными дугами, и является границей между Евразийской и Североамериканской плитами [11, 18, 49, 59]. Обширный ареал сейсмичности в районе верхнего течения р. Индигирки и северной части Охотского моря, возможно, отвечает тройному сочленению Евразийской, Североамериканской и Охотоморской плит [50, 17].

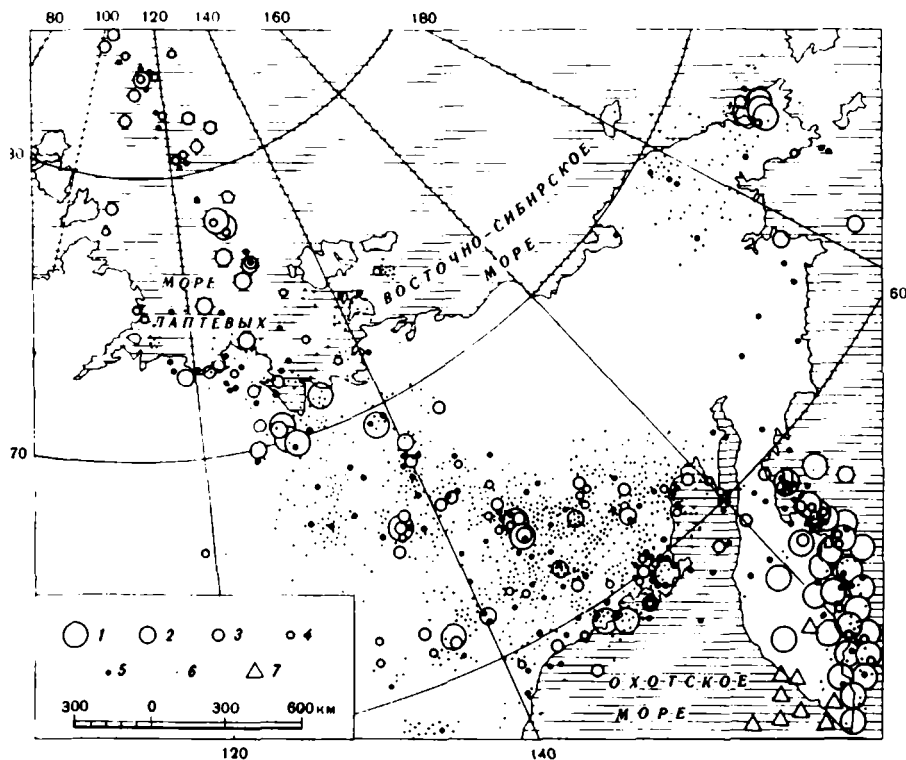


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений сейсмического пояса Черского

М: 1 больше 6; 2 5,9–5,5; 3 5,4–5; 4 4,9–4,5; 5 4,4–4; 6 меньше 4; 7 глубоководные землетрясения Камчатки

Принимаемая нами геодинамическая позиция сейсмического пояса Черского не является общепринятой. Многие исследователи соединяют хребт Гаккеля трансформным разломом долготного направления, проходящим через Верхоянье и Западный Сахалин, с северным окончанием Японской островной дуги и эту линию принимают в качестве границы Евразийской и Североамериканской плит [48, 53, 58]. Если границы плит проводить по зонам сгущения эпицентров землетрясений, то принятое нами решение предпочтительнее. В районе намечаемого рядом исследователей трансформного разлома в пределах Северо-Востока СССР отмечаются лишь единичные эпицентры землетрясений в интервале $M=3-6,5$. На значительных участках они отсутствуют вовсе.

В пределах пояса Черского зарегистрировано около 4000 землетрясений, в том числе 10 с $M=6,0-7,1$. Повторяемость их в 1,5 раза меньше, чем в Олекмо-Становой сейсмической зоне.

Недостаточно плотная сеть сейсмических станций (16 пунктов) позволяет оценивать параметры эпицентров землетрясений лишь с точностью ± 25 км. Там, где сеть сгущена (бассейн р. Яны, верховья р. Ин-

дигирки), точность определений возрастает до ± 10 км. Интервал глубин, на которых фиксируются землетрясения пояса Черского, составляет 4–9 км, в том числе на севере Прихотья 10–27 км, а на севере Камчатки 0,50 м.

Сейсмичность пояса связывалась с развитием Момского рифта [10, 12, 14], с продвижением на континент срединно-океанического хребта Гаккеля [18, 17], с трансформным разломом типа срединно-океанический хребет — островная дуга [42]. Геологическая и геофизическая изученность рассматриваемой области еще недостаточна для принятия окончательных решений, однако некоторые соображения о ее природе могут быть высказаны уже сейчас.

Анализ морфометрических данных (рис. 6) и разрезов кайнозойских отложений подтверждает вывод о существовании Момской рифтовой зоны [10], контролируемой крупными продольными сдвигами (Дарпир, Улахан и др.) [39]. Момская рифтовая зона включает поднятия Момского хребта и хребта Черского, разделенные цепочкой впадин (Кыринская, Нижнемомская, Верхнемомская плиоцен-четвертичного возраста и др.). Она обрамляется предгорным Индигиро-Зырянским прогибом на северо-востоке с мощным (до 1,7 км) разрезом угленосных отложений олигоцена и миоцена и предгорными впадинами на юго-западе (Верхнеадычанская, Верхненерская) с угленосными миоценовыми и местами олигоценовыми отложениями. Рифтовая зона затухает в северо-западном и юго-восточном направлениях, соответственно на правобережье р. Яны и левобережье р. Колымы. Для ее окончаний характерны системы веерообразно расходящихся впадин. Наиболее отчетливо такой веер выражен на северо-западе рифтовой зоны и представлен Туостахской, Неннелинской, Верхнеселенняхской и Уяндинской впадинами с угленосными отложениями миоцена и плиоцена. На юго-восточном окончании зоны располагаются Сеймчано-Буюндинская, Тасканская и другие впадины, выполненные также угленосными отложениями неогена и олигоцена.

Попытки продолжить Момскую рифтовую зону в северо-западном направлении до побережья моря Лаптевых через низменные районы нижнего течения р. Яны и р. Омолая, а также хребет Кулар северо-восточного простираения являются весьма искусственными [33, 51]. В связи с этим считать Момскую рифтовую зону продолжением срединно-океанского хребта Гаккеля на континенте, как это предлагалось ранее [15, 11, 17, 51], не представляется возможным.

Существенное усиление тектонической активности в пределах рифтовой зоны имело место в конце миоцена, оно фиксируется поглубением осадков в ранее заложенных впадинах, возникновением новых впадин и воздыманием поднятий в пределах современного Момского хребта и хребта Черского. Новая значительная активизация тектогенеза произошла примерно в начале среднего плейстоцена, в результате которой эти поднятия приобрели облик, близкий к современному.

Обращает на себя внимание, что на большем своем протяжении Момская рифтовая зона приурочена к крупному гравитационному уступу, отделяющему тяжелые гравитационные массы Колымского

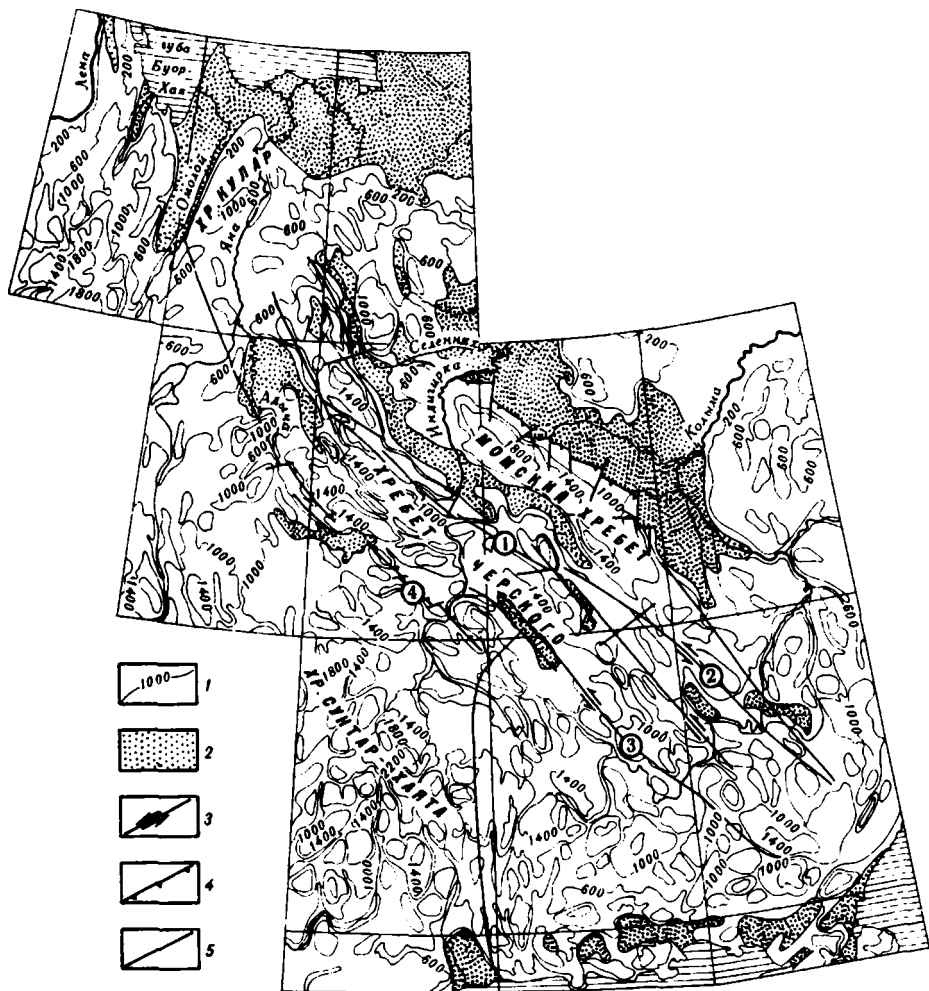


Рис. 6. Морфометрическая схема сейсмического пояса Черского

1 — морфоэогипсы, м; 2 — позднекайнозойские впадины; 3 — сдвиги; 4 — взбросы и надвиги; 5 — разломы неустановленной кинематики. Разломы: 1 — Дарпир, 2 — Улахан, 3 — Чай-Юренский, 4 — Адыча-Тарынский.

блока от более легких масс Верхояно-Колымской области. Ось уступа примерно совпадает с разломами Дарпир и Улахан. Представляется, что устанавливаемая здесь крупная коровая неоднородность [47] предопределила местоположение рифтовой зоны и характерный коленообразный изгиб сейсмического пояса Черского в междуречье Яны и Омоля.

Изучение поверхностных волн Релея, записанных от удаленных землетрясений местными сейсмическими станциями, свидетельствует также о существовании крупной неоднородности в мантии,

пространственно совпадающей с районом хребта Черского. Волны Релея, пересекая этот район, испытывают значительные искажения поляризационных свойств (поворот азимута поляризации до 40°) [25].

Мощность земной коры в районе рифтовой зоны оценивается всего в 25–30 км [41]. В районе Момских впадин широко развиты современные наледы, в том числе одна из самых крупных на Северо-Востоке СССР — Момский Улахан-Тарын площадью до 80 км^2 [43]. Вблизи известного здесь современного вулкана Балаган-Тас имеются термальные источники, что указывает на повышенный тепловой поток. Наибольшая величина теплового потока оценивается в этой зоне в 75–88 мВт/м² [16], совпадая с таковой в Байкальской рифтовой зоне.

Таким образом, целый комплекс данных указывает на существование Момской рифтовой зоны. Вместе с тем объяснить сейсмичность пояса Черского развитием рифтовой зоны затруднительно. Сейсмический пояс протягивается далеко к северо-западу и юго-востоку за пределы Момского рифта, до побережья моря Лаптевых и Командорских островов. При этом на участке рифтовой зоны подавляющая часть эпицентров землетрясений, в том числе наиболее крупные (Адычанское с $M=6,4$; Аян-Юряхское с $M=5,6$; Артыкское с $M=7,1$; Кулинское с $M=5,7$ и др.), приурочены к горной системе Черского. В Момских впадинах и Момском хребте имеется лишь ореол слабой сейсмичности. Уровень сейсмической активности Момских впадин примерно в 100 раз меньше, чем в Байкальской рифтовой зоне.

Повторное нивелирование, проведенное по линии реперов вдоль р. Индигирки, пересекающей Момскую рифтовую зону в субдолготном направлении, показывает, что в ее пределах имеет место умеренный темп современных вертикальных движений, достигающий 2–4 мм/год [4].

Данные о механизмах очагов землетрясений пояса Черского сведены в табл. 2, куда вошли 18 новых определений, выполненных нами для толчков с $M=4,8–7,1$. Сжимающие усилия в центральной части пояса Черского ориентированы близгоризонтально и вкрест простирания основных геологических структур (рис. 7). Напряжения растяжения ориентированы примерно вдоль структурных элементов территории и составляют с горизонтом углы, изменяющиеся от 2 до 78° . В очагах землетрясений преобладают подвижки типа сдвига и взброса. Это свидетельствует о том, что современная подвижность сейсмического пояса вызвана условиями сжатия.

Анализ имеющихся космоснимков, морфоструктур и карт эпицентров землетрясений показывает, что наиболее сейсмоактивными в сейсмическом поясе Черского являются разломы северо-западного простирания — Дарпир, Улахан, Адыча-Тарынский, Чай-Юреинский и др. Связь этих разломов с сейсмичностью была подмечена уже давно [22, 29, 37]. В пользу такой взаимосвязи свидетельствует также характер наблюдаемых здесь макросейсмических возмущений. Изосейсты имеют вид эллипсов, вытянутых в северо-западном направлении. Интенсивность сотрясений вкрест этого направления резко уменьшается (примерно в 1,6 раза).

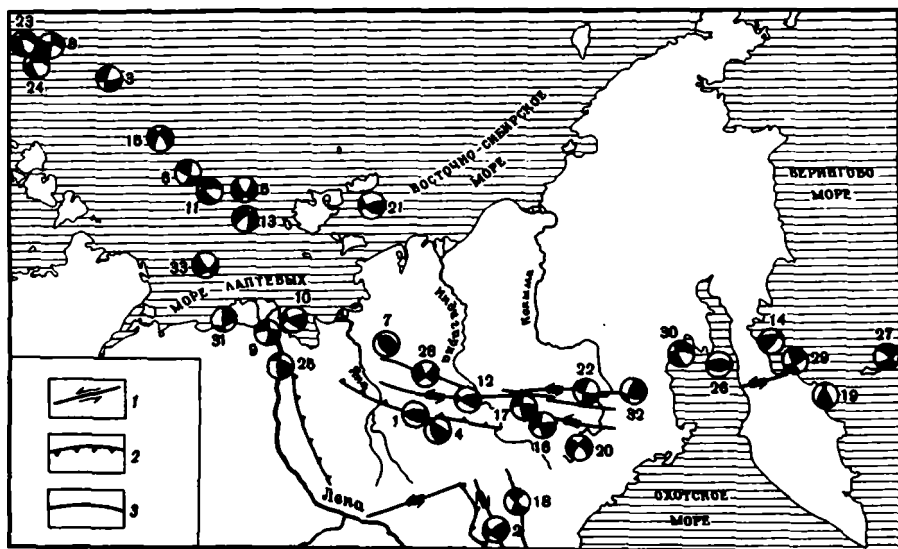


Рис. 7. Фокальные механизмы очагов землетрясений сейсмического пояса Черского
1—3 — разрывные нарушения: 1 — сдвиги, 2 — взрывы и надвиги, 3 — разломы неуставленной кинематики. Цифры соответствуют номерам табл. 2

Приуроченность землетрясений к разломам наглядно видна в случае Артыкского землетрясения 1971 г. ($M=7,1$). Оно произошло в зоне влияния Чай-Юреинского разлома, выраженного в рельефе тектоническим уступом высотой в 200 м, отделяющим Верхненерскую впадину от юго-западных отрогов хребта Черского. На космических снимках разлом дешифрируется как сдвиг. Решение механизма очага Артыкского землетрясения указывает на левый сдвиг плоскости северо-западного простирания. Активность разлома подтверждается приуроченностью к нему области афтершоков длиной около 60 км, которая также вытянута в северо-западном направлении. Этот участок разлома, по-видимому, и участвовал в акте землетрясения. В вертикальном разрезе очаговой области афтершоков вкрест простирания трассы Чай-Юреинского разлома повторные толчки образуют компактную вертикальную группу. Это подтверждает вертикальное положение плоскости сместителя и сдвиговую природу разлома. Изосейсты Артыкского землетрясения расположены также вдоль зоны разлома в северо-западном направлении.

С разломом Дарпир, который дешифрируется на космоснимках в виде ряда кулис, характерных для левого сдвига, связано Чибагалахское землетрясение 1968 г. ($M=5$). Решение механизма очага этого землетрясения указывает на левый сдвиг вдоль плоскости северо-западного простирания. Устанавливается связь Сейсмчанского землетрясения 1974 г. ($M=4,9$) с разломом Улахан, который контролирует распределение сотрясений вдоль его зоны влияния в северо-западном направлении. Сдвиговый характер смещения по разлому устанавливается на основе анализа космоснимков и подтверждается

решением механизма очага Сеймчанского землетрясения. Г.С. Гусев [13] определял охарактеризованные разломы как правые сдвиги. Приведенные выше данные заставляют сомневаться в правильности такого вывода.

Адыча-Тарынский разлом на большем своем протяжении трассируется цепочкой эпицентров землетрясений с $M=3-4,5$. Решения механизмов очагов двух землетрясений бассейна р. Адычи (1951 г. с $M=6,4$ и 1959 г. с $M=5,3$) указывают на преимущественно взбросовые современные смещения по этому разлому.

В пределах сейсмического пояса Черского в кайнозойских отложениях многих районов устанавливаются складчатые дислокации, надвиги и взбросы. Так, крупные (5 м в поперечнике) синусоидальные складки долготного простирания с углами наклона крыльев 40–50° известны в палеоценовых угленосных отложениях Согинского грабена вблизи побережья Тиксинской бухты. К.Ф. Лобанов [26] описал здесь надвиг каменноугольных отложений на палеоценовые. В нижнем течении р. Адычи при геологической съемке А.Н. Вишневский установил надвиг триасовых отложений на плейстоценовые. Надвиги, затрагивающие палеогеновые и неогеновые отложения, предполагаются вдоль границы Индигиро-Зырянского прогиба с Момским поднятием [14]. Палеогеновые и неогеновые отложения здесь в ряде мест собраны в довольно напряженные складки [34]. Складчатые дислокации отмечаются в миоценовых угленосных отложениях Сеймчано-Буюндинской [8] и Верхненерской [35] впадин. Дислокации, указывающие на обстановку сжатия, прослеживаются почти на всем протяжении сейсмического пояса Черского. Можно допустить, что эти дислокации большей частью весьма молодые и связаны со среднеплейстоценовой активизацией, отчетливо фиксируемой в районе Момской рифтовой зоны. Таким образом, согласующиеся между собой сейсмологические и геологические данные указывают на отмирание Момского рифта и смену геодинамической обстановки в относительно недавнее время (возможно, в среднем плейстоцене).

А.Ф. Грачев [51] обратил внимание на постепенное вырождение спредингового хребта Гаккеля при приближении к шельфу моря Лаптевых. В этом направлении уменьшается выраженность хребта в рельефе дна океана, расстояния между разновозрастными магнитными аномалиями сокращаются и вовсе исчезают в его крайней южной части. Скорость спрединга изменяется от 0,6–0,7 см/год в центральной части хребта до 0,3 см/год в его южной части. А.Ф. Грачев полагает, что зона растяжения, тем не менее, не заканчивается у континентального склона, а продолжается далее к югу на шельф моря Лаптевых и его побережье, где, однако, растяжение литосферы еще не привело к формированию океанической коры. Продолжение рифтовых структур Евразийского бассейна на шельф и побережье моря Лаптевых, вслед за А.Ф. Грачевым, предполагают П.Н. Кропоткин и Г.А. Титков [24].

Изложенные представления подкрепляются результатами наших полевых геологических исследований 1985 г. в прибрежной зоне моря Лаптевых (район Тиксинской бухты и западное побережье залива

Буор-Хая). Здесь установлено широкое распространение субдолготных сбросов, которые в ряде случаев отчетливо выражены в современном рельефе земной поверхности. Сбросы наблюдаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевролитах каменноугольного возраста. Они сопровождались зонами раздробленных пород, глинкой трения и зеркалами скольжения. Мощность их изменяется от нескольких дециметров до 1 м. Во многих случаях устанавливается выполаживание сбросов с глубиной, т.е. они являютсяolistрическими. Сбросы группируются в полосы, прослеженные на несколько десятков километров. Примечательно, что в изученном районе они характеризуются наклоном к востоку. Сбросы с обратным (западным) наклоном плоскостей сместителей, возможно, находятся на оставшемся необследованном восточном побережье залива Буор-Хая.

В очагах землетрясений южного окончания хребта Гаккеля еще прослеживаются напряжения растяжения, действующие вкрест его простирания. Далее к югу на шельфе моря Лаптевых имеются 8 определений механизмов очагов землетрясений с $M=4,7-6,3$ (табл. 2). Во всех очагах горизонтальная компонента движения преобладает над вертикальной. При этом 6 механизмов соответствуют сбросо-сдвигам и 2 механизма — взросо-сдвигам. Южнее залива Буор-Хая имеющиеся определения механизмов землетрясений, зарегистрированных в междуречье Яны и Индигирки, указывают на взбросовые смещения в их очагах. Для группы землетрясений в районе дельты р. Лены характерны взбросо-сдвиговые фокальные механизмы.

Полюс относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит определялся многими исследователями [20, 17, 48, 53, 54, 57, 59]. Положение полюса, рассчитанное В. Питманом, М. Тальвани и И. Минстером с соавторами примерно к югу от залива Буор-Хая, согласуется с изложенными выше данными о вырождении хребта Гаккеля в южном направлении и затухании рифтовой зоны на шельфе и побережье моря Лаптевых, а также с решениями фокальных механизмов.

Сейсмический пояс Черского располагается к юго-востоку от полюса вращения Евразийской и Североамериканской плит, намеченного рядом исследователей к югу от залива Буор-Хая. При таком положении полюса преобладание условий сжатия в пределах сейсмического пояса вполне закономерно, поскольку к югу от него должно происходить сближение Евразийской и Североамериканской плит. Как отмечалось выше, расположение сейсмического пояса предопределено наличием крупной неоднородности в земной коре и, возможно, в мантии, возникшей еще в мезозое. В связи с этим пояс сопрягается с зоной растяжения, расположенной на южном продолжении хребта Гаккеля, под тупым углом. При таких геометрических соотношениях сближение Евразийской и Североамериканской плит, происходящее к югу от полюса их вращения, должно приводить к развитию в пределах сейсмического пояса преимущественно левосторонних сдвиговых, а также взбросовых смещений.

Обращает на себя внимание, что геологические данные о характере более ранних кайнозойских деформаций в пределах Северо-

Таблица 2

Параметры механизмов очагов землетрясений сейсмического пояса Черского

Номер п.п.	Дата	Координаты эпцентра		M	Напряжение						Источник
		с.ш.	в.д.		сжатия		промежуточное		растяжения		
					А/°	с°	А/°	с°	А/°	с°	
1	12.02.51	65,8	137,0	6,4	222	18	316	13	306	68	[27]
2	14.04.51	61,3	137,4	6,5	220	5	301	58	310	35	[27]
3	05.10.59	83,5	114,1	5,5	74	22	275	66	167	8	[2]
4	30.10.59	66,0	137,5	5,3	255	0	344	16	350	75	[27]
5	03.12.60	76,8	131,1	5,0	215	45	208	50	120	0	[27]
6	30.01.62	78,8	125,8	5,0	80	1	172	60	350	30	[2]
7	19.04.62	69,5	139,0	6,3	250	5	336	8	0	80	[27]
8	22.02.63	85,0	98,9	5,5	141	6	19	78	233	11	[2]
9	20.05.63	72,1	126,6	5,0	250	19	110	66	345	15	[2]
10	21.07.64	72,1	130,1	5,4	38	13	295	46	139	41	[21]
11	25.08.64	78,2	126,7	6,3	129	42	313	48	222	2	[2, 60]
12	09.09.68	66,0	142,0	5,0	34	13	294	39	139	49	[21]
13	07.04.69	76,5	130,8	5,8	213	14	80	36	329	26	[21]
14	22.11.69	57,8	163,6	7,7	170	10	60	50	270	40	[44]
15	23.04.70	80,7	122,9	4,7	196	43	351	50	93	14	[44]
16	05.06.70	63,4	146,0	5,6	246	4	343	60	153	30	[21]
17	18.05.71	64,0	146,1	7,1	82	4	331	80	173	10	[21, 48]
18	30.09.71	61,6	140,4	5,6	115	3	228	82	24	8	[21]
19	15.12.71	56,0	163,0	7,7	132	30	33	25	246	35	[14]
20	13.01.72	61,9	147,1	5,7	218	29	45	62	310	2	[21]
21	15.12.73	74,2	147,1	4,9	37	12	303	20	157	66	[21]
22	19.06.74	63,2	150,9	4,9	102	9	236	77	10	9	[21]
23	26.02.75	85,0	98,5	5,7	214	10	317	50	112	52	[59]
24	02.03.75	85,0	98,0	5,0	212	4	310	55	118	50	[59]
25	12.08.75	70,8	126,6	5,4	260	14	0	36	152	51	[21]
26	04.11.75	60,0	160,0	4,8	54	12	323	0	234	78	[21]
27	15.08.75	54,9	167,6	6,9	326	39	188	43	76	21	[3]
28	21.01.76	67,8	140,2	5,2	49	24	185	58	309	20	[21]
29	21.01.76	59,0	163,7	5,8	203	16	106	24	323	60	[21]
30	19.08.79	61,6	158,8	5,2	177	22	347	58	84	4	[21]
31	01.02.80	73,1	122,3	5,7	321	17	192	28	58	24	Наст. ст.
32	08.11.81	61,9	152,6	5,4	5	17	263	34	117	41	[6]
33	10.06.83	75,4	122,5	5,7	41	46	158	24	266	35	Наст. ст.

Востока СССР в целом согласуются с полюсами относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит, рассчитанными В. Питманом и М. Тальвани [58] по магнитным аномалиям Северной Атлантики для различных интервалов кайнозойской эры. Согласно этим полюсам, условия интенсивного сжатия на Северо-Востоке СССР продолжались до 63 млн лет назад, т.е. примерно до начала кайнозоя. Этому периоду времени соответствует завершение формирования надвиговых и покровных структур мезозойских складчатых сооружений. Условия сжатия несколько ослабевают в интервале 63

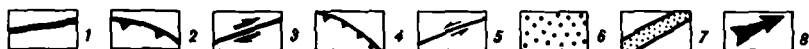
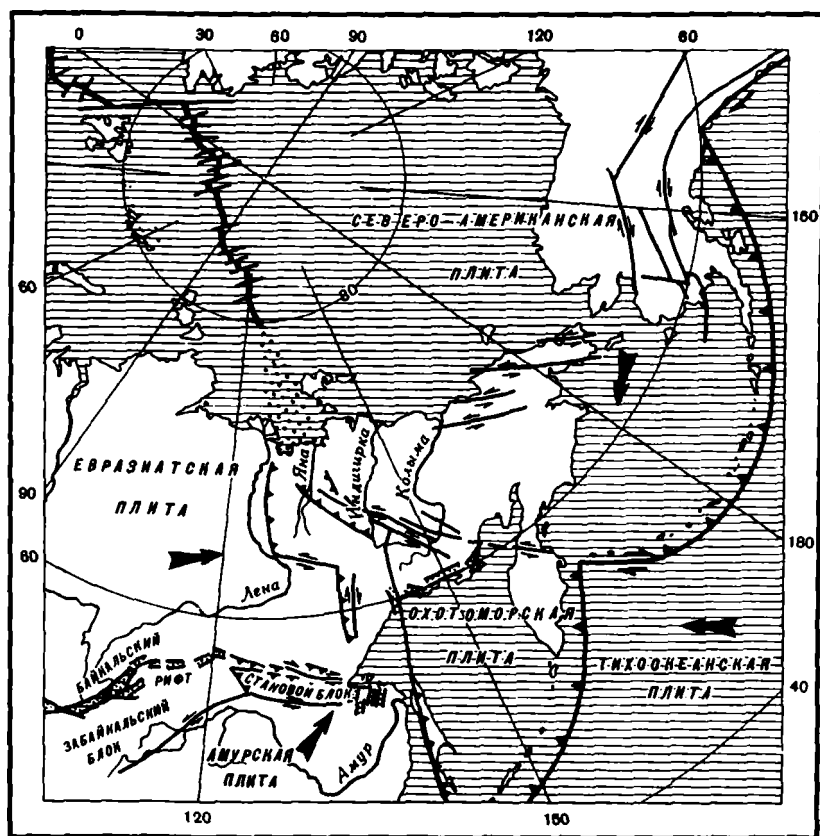


Рис. 8. Схема кинематики современных движений плит на северо-востоке Азии

1 — рифты срединно-океанических хребтов; 2 — зоны субдукции; 3 — трансформные разломы; 4 — взбросы и надвиги; 5 — сдвиги; 6 — зоны рассеянного рифтогенеза; 7 — позднекайнозойские впадины; 8 — направление движения плит (по [58])

53 млн лет назад и сменяются растяжением в интервале 53—9 млн лет назад. С последним временем примерно совпадает развитие Момской рифтовой зоны.

Рассматриваемые сейсмические пояса являются границами крупных континентальных литосферных плит (рис. 8). В их пределах устанавливаются системы активных в настоящее время разрывных нарушений преимущественно типа сдвигов и взбросов, реже сбросов, обособляются относительно асейсмичные блоки типа Станового, высокосейсмичные — типа Токинского Становика, ограниченные сопряженными сдвигами и взбросами. Смещения вдоль разломов характеризуются малыми скоростями (несколько миллиметров в год) и амплитудами (десятки километров).

Процессы торошения, раздробления окраин крупных континентальных плит, следы которых фиксируются в пределах сейсмических поясов, не являются автономными. Представления о связи сейсмичности пояса Черского с развитием Момского рифта и о продолжении к востоку Байкальского рифта, которые получили широкое распространение, не подтверждаются сейсмологическими, неотектоническими и другими имеющимися в настоящее время данными.

Взаимные перемещения плит и блоков в пределах обоих поясов и связанная с ними сейсмичность обусловлены движениями крупных плит: Евразийской, Североамериканской, Индийской и Тихоокеанской. Относительно небольшие изменения в кинематике движения этих плит могут существенно влиять на скорость и характер смещений в районах рассмотренных сейсмических поясов.

Рассмотренные сейсмические пояса и зоны на большем своем протяжении следуют вдоль древних ослабленных зон различного типа и возраста, приспособляясь к сформированным ранее неоднородностям земной коры. Пояс Черского примерно совпадает с зоной мезозойской коллизии, что было подмечено уже давно [49]. Олекмо-Становая и Амазарско-Джагдинская сейсмические зоны обрамляют древний устойчивый Становой блок, сформированный еще в раннем докембрии, при этом первая зона протягивается вдоль границы блока с Аданским щитом Сибирской платформы, а вторая – вдоль мезозойского коллизионного шва, совпадающего с Монголо-Охотским линейamentом. В их пределах активизируются ранее существовавшие разломы, при этом меняются характер смещений и связанный с ними структурный парагенезис. Анизотропия континентальной коры оказывает существенное влияние на расположение сейсмически активных зон, которые не совпадают с направлением смещения плит и блоков. В связи с этим в их пределах наряду со сдвигами устанавливаются активные взбросы.

Анализ карты эпицентров позволяет предполагать существование в рассматриваемом регионе активных разломов за пределами сейсмических поясов. Эпицентры землетрясений с $M=2-5$, отмеченные в ряде районов Западного Верхоянья, намечают активность некоторых позднемезозойских надвигов. К северному окончанию Бурхалинского разлома Южного Верхоянья субдолготной ориентировки приурочен ряд эпицентров, в том числе землетрясение 1951 г. с $M=6,5$. Механизм очага этого землетрясения соответствует правому сдвигу, что согласуется с данными структурных наблюдений о наиболее поздних смещениях вдоль этого разлома.

Цепочки эпицентров землетрясений, прослеживаемые по Чукотке и Аляске, возможно, обусловлены продолжающимся формированием Аляскинской и Беринговоморской ороклиналей и связанных с ними соответственно левых (Чукотка) и правых (Аляска) сдвигов [56, 57, 42].

1. *Аветисов Г.П.* Сейсмичность моря Лаптевых и ее связь с сейсмичностью Евразийского бассейна // Тектоника Арктики. Л.: НИИГА. 1975. Вып. 1. С. 31–36.
2. *Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В.* и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясения. М.: Наука, 1972. Вып. 8. 191 с.
3. *Балакина Л.М., Кисловская В.В.* Опыт определения на ЭВМ механизма очагов сильных землетрясений 1974–1975 гг. Курило-Камчатской сейсмогенной зоны // Сейсмостектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978. С. 135–145.
4. *Бочаров Г.В., Гусев Г.С., Есикова Л.В., Спектор В.Б.* Карта современных вертикальных движений территории Якутской АССР // Геотектоника. 1982. N 3. С. 60–63.
5. *Васютина Л.Г., Кусков А.П.* Строение зоны байкальских рифтов по данным космодешифрирования // Сов. геология. 1978. N 8. С. 131–137.
6. *Владимирова Л.В., Воробьева Л.А., Ефремова Л.В.* и др. Купкинское землетрясение 8 ноября 1981 г. // Сейсмические процессы на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1984. С. 39–53.
7. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны // Л.М. Парфенов, Б.М. Козьмин, В.С. Имаев и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 136 с.
8. *Глазунов Л.А.* Эльгенское буроголовное месторождение // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 10. С. 352–375.
9. *Голенецкий С.И., Демьянович М.Г., Жилкин В.М.* и др. Сильные землетрясения Прибайкалья в 1967 г. // Землетрясения в СССР в 1967 г. М.: Наука, 1970. С. 133–149.
10. *Грачев А.Ф.* Момский материковый рифт: Северо-Восток СССР // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Недра, 1973. Вып. 8. С. 10–25.
11. *Грачев А.Ф., Деменция Р.М., Карасик А.М.* Серединный Арктический хребт и его материковое продолжение // Геоморфология. 1970. N 1. С. 42–45.
12. *Грачев А.Ф., Деменция Р.М., Карасик А.М.* Проблема связи Момского континентального рифта со структурой средино-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Недра, 1971. Вып. 6. С. 48–50.
13. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 207 с.
14. *Гусев А.А., Злобин В.М., Кондратенко А.М.* и др. Усть-Камчатское землетрясение 15.XII. 1971 г. // Землетрясения в СССР в 1971 г. М.: Наука, 1975. С. 172–184.
15. *Деменция Р.М., Карасик А.М.* Мировая система срединно-океанических хребтов и ее северный фрагмент // Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М.: Наука, 1969. С. 249–252.
16. *Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В.* и др. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. 1982. N 1. С. 42–51.
17. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
18. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В.* Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. N 3. С. 669–672.
19. *Зорин Ю.А.* Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 36–41.
20. *Карасик А.М.* Некоторые проблемы и особенности спрединга вблизи полюса вращения // XV Генеральная ассамблея международного геодезическо-геофизического союза: Докл. М.: Наука, 1971. С. 79–83.
21. *Козьмин Б.М.* Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 127 с.
22. *Козьмин Б.М., Ларионов А.Г.* Особенности пространственного распределения землетрясений в Якутии // Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. Якутск: Кн. изд-во, 1975. С. 20–28.
23. *Корчагин Ф.Г.* Геодинамика и вызванная сейсмичность района Зейской ГЭС // Сейсмическое районирование территории СССР и изучение сильных землетрясений. Кишинев, 1984. С. 219–222.
24. *Кропоткин П.Н., Титков Г.А.* Продолжение рифтогенных структур на материке Евразии // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 207–225.
25. *Ландер А.В.* Аномалии в строении литосферы в районе хребта Черского по данным

- поверхностных сейсмических волн // Количественная сейсмология и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке: Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1985. С. 67.
26. Лобанов М.Ф. Геология и угленосность Приморского края Хараулахских гор Л.: М.: Главсаморпуть, 1951. 84 с.
 27. Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 136 с.
 28. Мишарина Л.А. Напряженное состояние земной коры в районах БАМ по данным о механизме очагов землетрясений // Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978. С. 150—161.
 29. Мошканцев К.Б., Гусев Г.С., Петров А.Ф. Геологические критерии сейсмичности территории Якутской АССР // Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. Якутск: Кн. изд-во, 1975. С. 47—63.
 30. Николаев В.В., Семенов Р.М. Вулканогенный рельеф Токинского Становика (юг Алданского щита) / Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 68—77.
 31. Николаев В.В., Семенов Р.М., Семенова В.Г., Солоненко В.П. Сейсмоструктура, вулканы, сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
 32. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмология Монголо-Охотского линеймента. Новосибирск: Наука, 1979. 112 с.
 33. Патык-Кара Н.Г., Гришин М.А. Место хребта Полоусного в структуре Северо-Востока СССР и его новейшая тектоника // Геотектоника. 1972. N 4. С. 90—98.
 34. Попов Г.Г. Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 10. С. 32—105.
 35. Попов Г.Г. Месторождения бурых углей Финнии и Тагынны // Там же. С. 379—387.
 36. Савостин Л.А., Вержбицкая А.И., Баранов Б.В. Современная тектоника плит Охотоморского региона // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, N 4. С. 961—965.
 37. Сейсмическое районирование территории СССР / Под ред. В.И. Бунз, Г.П. Горшкова. М.: Наука, 1980. 307 с.
 38. Солоненко В.П., Тресков А.А., Кургушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 231 с.
 39. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкин и др. М.: Наука, 1985. 246 с.
 40. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений // Геология и геофизика. 1985. N 2. С. 86—93.
 41. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы (по данным от близких землетрясений) // Тихоокеан. геология. 1985. N 2. С. 86—93.
 42. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии / Л.М. Парфенов, Н.В. Бердников, И.П. Войнова и др. М.: Наука, 1979. 240 с.
 43. Толстихин О.Н. Налеги и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
 44. Федотов С.А., Гусев А.А., Зобин В.М. и др. Озерновское землетрясение и цунами 22(23) ноября 1969 г. // Землетрясения в СССР в 1969 г. М.: Наука, 1973. С. 195—208.
 45. Фотиади Э.Э., Есиков Н.П., Бочаров Г.В. и др. Тектонофизическое районирование зоны сочленения Алданского щита и Станового нагорья по данным геодезических измерений // Геология и геофизика. 1982. N 3. С. 3—15.
 46. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7—18.
 47. Шило Н.А., Ващилов Ю.Я. Глубинное строение Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // Геофизические исследования структуры и геодинамика земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан, 1979. С. 3—29.
 48. Chapman N.E., Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in Northeast Asia // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 5. P. 921—930.
 49. Churkin M. Western boundary of the North American continental plate in Asia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 4. P. 1027—1036.
 50. Den N., Hotta H. Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido // Pap. Meteorol. and Geophys. 1973. Vol. 24, N 31. P. 117—125.

51. Grachev A.F. Geodynamics of the transitional zone from the Moma rift to the Ciakkel Ridge. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66. P. 103—113.
52. Lowell J.D. Spitsbergen tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 10. P. 3091—3101.
53. Minster J.B., Jordan T.H. Present-day plate motions. J. Geophys. Res. B. 1978. Vol. 83, N 11. P. 5331—5354.
54. Minster J., Jordan T., Molnar P., Haines E. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. J. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. Vol. 36. P. 541—576.
55. Ostenso N.A., Wold R.J. Aeromagnetic evidence for origin of Arctic ocean basin. Arctic geology. N.Y.: I., 1973. P. 506—512.
56. Patton W.W., Teilleur I.L. Evidence in the Bering Strait region for differential movement between North America and Eurasia. Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 9. P. 1298—1304.
57. Pitman W.C. (III), Talwani M. Sea-floor spreading in the North Atlantic. Ibid. 1972. Vol. 83, N 3. P. 619—646.
58. Plate-tectonic map of Circum-Pacific region. N.Y., 1984.
59. Savostin L.A., Karasik A.M. Recent plate tectonics of the Arctic basin and of Northeastern Asia. Tectonophysics. 1981. Vol. 74. P. 111—145.
60. Sykes L.R. The seismicity of the Arctic. Bull. Seismol. Soc. Amer. 1965. Vol. 55, N 2. P. 8—20.
61. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal Regions. J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 7. P. 3425—3459.
62. Zonshshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal Rift Zone and plate tectonics of Asia. Tectonophysics. 1981. Vol. 76. P. 1—45.

УДК 551.2.3

В.К. Кучай, С.А. Тычков

ГЕОДИНАМИКА СОВРЕМЕННОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЮГА СИБИРИ

Исследования новейшей тектоники, геофизики и геодинамики юга азиатской части СССР показали, что располагающиеся здесь горные сооружения имеют как черты сходства, так и различия в структуре, поле тектонических напряжений и истории их развития. Образование горных систем в новейшее время, сходство их структуры и эволюции наводят на мысль о существовании некоторых общих закономерностей, свойственных, по-видимому, всем зонам орогенной активизации. В то же время значительные различия в поле тектонических напряжений, истории их развития и геофизических полях оставляют мало надежд на то, что может быть предложен какой-то один универсальный механизм горообразования.

Сейчас для объяснения возникновения и развития гор предложено не менее трех моделей: 1) горы образовались в результате сплющивания и утолщения литосферы в процессе скупивания и изостазии [6, 18]; 2) горные системы возникли в процессе горошения жестких блоков литосферы в обстановке горизонтального сжатия [9, 10, 12]; 3) горный рельеф обязан своим происхождением изостатическому поднятию коры или литосферы, обусловленному инъекцией аномальной разуплотненной мантии в земную кору или литосферу [2].

Посмотрим, способны ли эти механизмы объяснить особенности формирования гор Средней Азии и юга Сибири, и в случае положительного ответа попытаемся оценить вклад каждого из механизмов в различных геодинамических обстановках.

Основы оценок эффективности механизмов горообразовательных процессов. Известно, что в изостатически скомпенсированной литосфере выполняется условие

$$H_L \rho_L = (H_L - h - A_0) \rho_A \quad (1)$$

где ρ_L — средняя плотность литосферы; H_L — ее мощность; A_0 — глубина до свободной поверхности астеносферы; h — альтитуда рельефа; ρ_A — плотность вещества астеносферы.

Найденная из (1) глубина до свободной поверхности астеносферы рассчитывается по формуле

$$A_0 = H_L (1 - \rho_L / \rho_A) - h. \quad (2)$$

Практически расчеты по формулам (1) и (2) можно произвести в исключительно редких случаях из-за отсутствия данных о рельефе границы между литосферой и астеносферой и о плотностях астеносферы и литосферы. Чаще удастся определить глубины до свободной поверхности мантии

$$T_0 = H_K (1 - \rho_K / \rho_M) - h. \quad (3)$$

Посмотрим, каковы их соотношения и особенности в различных геодинамических обстановках.

Хорошо известно, что под литосферой зон современной тектонической активизации располагается мантия с пониженными скоростями сейсмических волн и повышенной электропроводностью [1], что связывается с температурным падением эффективной вязкости горных пород не менее чем на три порядка по отношению не только к литосфере, но и к нормальной астеносфере [2, 20]. На платформах такие мантийные аномалии отсутствуют, что дает основание полагать, что в платформенных условиях температурное понижение вязкости в астеносфере не сопровождается заметным понижением плотности вещества и его ощутимым плавлением [2]. Поэтому при таких условиях можно полагать, что $\rho_M = \rho_A$, где ρ_M — плотность литосферной мантии. Тогда, учитывая, что $H_L = H_M + H_K$ (H_M — мощность литосферной мантии), из (1)–(3) приходим к выводу, что $A_0 = T_0$ — и геометрические особенности чисто реологической границы нормальной астеносферы и литосферы не находят отражения в рельефе и геофизических полях. В этом случае быстрое изостатическое регулирование осуществляется на уровне астеносферного слоя, в то время как особенности этого регулирования определяются неоднородностями в земной коре, [13]. Надо полагать, этим и объясняется известный парадокс быстрой изостатической компенсации платформенной земной коры на границе с высоковязкой литосферной мантией.

Расчеты показывают, что в тектонически спокойной обстановке $A_0 \approx T_0 \approx 5,5$ км ниже уровня моря.

Допустим теперь, что изменение высот поверхности Земли про-

изошло только за счет механического утонения или утолщения земной коры. Тогда, как и прежде, $A_0 = T_0 = 5,5 \text{ км} = \text{const}$ и из (3) следует

$$h = H_k(1 - \rho_c/\bar{\rho}_m) - T_0. \quad (4)$$

В другом случае, когда поднятие или опускание поверхности Земли связано с вертикальным поднятием или опусканием литосферы в целом за счет процессов в астеносфере либо за счет торошения литосферы в обстановке горизонтального сжатия [9, 12], расчеты по формулам (1)—(3) приведут нас к новой величине — поверхности напряженной мантии

$$T'_0 = T_0 \pm \Delta T. \quad (5)$$

Эта величина отличается от глубины свободной поверхности на величину ΔT , называемую возмущением свободной поверхности мантии и обусловленную поднятием или опусканием жесткой литосферы.

Как очевидно из (1)—(5), в зависимости от процессов в литосфере и астеносфере соотношения возмущений свободной поверхности с мощностью земной коры и рельефом поверхности Земли будут существенно различными, поэтому их исследование открывает путь к познанию механизма жизни тех или иных структур литосферы.

Действительно, если перед началом тектонической активизации литосфера, покоящаяся на нормальной астеносфере, находилась в изостатическом равновесии, а высоты рельефа были близки к нулю, то

$$\Delta h_1 = H_k(1 - \rho_k/\rho_m) - T'_0 = h - \Delta T \quad (6)$$

определит изменение высот рельефа за счет изменения мощности земной коры.

Ситуация усложняется, когда плотность астеносферы отличается от плотности литосферной мантии на величину $\Delta\rho$, $\rho_0 = \rho_m \pm \Delta\rho$. Как и прежде, $H_d = H_k + H_m$, тогда из (2) и (3) имеем

$$T'_0 = A_0(1 + \Delta\rho/\rho_m) - (H_k + H_m - h)\Delta\rho/\rho_m. \quad (7)$$

Отсюда следует, например, что уменьшение плотности астеносферы ($\Delta\rho < 0$) относительно литосферной мантии может привести к погружению поверхности напряженной мантии в изостатически уравновешенных блоках литосферы. Этот эффект и возможные расхождения в глубинах поверхностей напряженной мантии и напряженной астеносферы необходимо учитывать в региональных геодинамических построениях.

Обычно предполагается, что изменения высот поверхности Земли за счет инжекции разуплотненных объемов аномальной мантии приводят к изостатическому увеличению высот рельефа [2]. Однако это утверждение справедливо лишь в тех случаях, когда внедренная астенолинза перекрывается сплошной непроницаемой как мембрана литосферой. Учет дизъюнктивных нарушений верхних слоев оболочки приводит к тому, что изостатическое регулирование осуществляется теперь не только на подошве, но и на кровле внедренной астенолинзы. В этом случае изменение высот рельефа определяется из

уравнения [13]

$$\Delta h_2 = (H_a - T_0) \Delta \rho / \rho_a + \Delta H (\rho_0 + \Delta \rho) / \rho_a, \quad (8)$$

где ΔH — величина поднятия кровли астеносферы за счет внедрения астенолинзы.

Если инжектированная астенолинза подстилается нормальной астеносферой и $\Delta \rho < 0$, то (8) принимает вид

$$\Delta h_2 = -\Delta \rho / \rho_a (H_a - T_0 - H_a (1 + \Delta \rho / \rho_0)), \quad (9)$$

где H_a — мощность внедренной астенолинзы.

Наконец, если легкая астенолинза внедрена во внутренние части литосферы, то

$$\Delta h_2 = H_a \Delta \rho / \rho_0 + (H_m - T_0) (1 - \rho_m / \rho_a). \quad (10)$$

Как следует из (8)—(10), изменение высот рельефа зависит от соотношения двух членов, один из которых определяет поднятие поверхности Земли, обусловленное самой астенолинзой. Эта величина определяется мощностью астенолинзы и разностью плотностей астенолинзы и нормальной астеносферы. Второй член при $\Delta \rho < 0$ характеризует опускание поверхности Земли только из-за того, что более плотные породы нормальной астеносферы заменяются менее плотными разностями аномальной мантии. Поэтому при прочих равных условиях инжекция астенолинзы большой мощности сопровождается восходящими движениями в обстановке горизонтального растяжения, а если мощность астенолинзы мала, то скорее будут иметь место опускания, чем поднятия.

Ниже, опираясь на формулы (1)—(10), рассмотрим особенности геодинамики зон современной тектонической активизации южных районов азиатской части нашей страны.

Черты сходства и различия зон современной тектонической активизации Средней Азии и южных районов Сибири. Основным геофизическим отличием зон современной тектонической активизации от платформ азиатской части СССР является наличие под литосферой активных областей объемов вещества с пониженными скоростями сейсмических волн и пониженным электрическим сопротивлением [1]. Независимость аномалий указанных геофизических характеристик относительно вариаций гравитационного поля, равно как и соотношения температур и давлений на этих глубинах, позволяют связывать понижение скоростей сейсмических волн и сопротивления с температурным падением вязкости горных пород не менее чем на три порядка относительно не только литосферы, но и нормальной астеносферы [2, 20].

Такая низковязкая подложка литосферы является, по-видимому, необходимым условием тектонической активизации, поскольку только в этом случае при одних и тех же горизонтальных напряжениях вертикальные движения блоков активных областей будут на два-три порядка больше, чем на платформах, где под литосферой располагается нормальная более вязкая и труднее деформируемая астеносфера.

Характерной особенностью горных районов Сибири и Средней Азии является их чрезвычайно высокий уровень как тектонической, так и сейсмической активности. Сейсмическая активность Байкала, Памира и Тянь-Шаня сейчас уже считается хрестоматийной. В отношении Алтая бытует представление [3, 5] о низком уровне тектонической и сейсмической активности этой горной страны в позднем плейстоцене и голоцене. Наши полевые исследования свидетельствуют об обратном — современная тектоническая активность Алтая не ниже таковой в Байкальской рифтовой зоне, а также на Тянь-Шане и Памире. Свидетельства активных голоценовых и современных движений повсеместны. Так, на 7—8 км восточнее пос. Акташ древняя, ныне покинутая долина р. Чуи перегорожена широтным тектоническим уступом, во взброшенном южном крыле которого не только позднеплейстоценовые, но и голоценовые аллювиальные отложения подняты не менее чем на 100 м. В крыле разлома позднечетвертичные отложения р. Чуи падают вниз, а вверх по долине в южных румбах под углом 11°. Из-за возникшей при смещениях по разлому плотины р. Чуя покинула в свое время выработанное русло и осуществляет современный сток через низовья реки Маша-Юл.

Вторым примером подобного рода может служить современный активный разлом, широтно пересекающий Курайскую котловину в 5—6 км севернее пос. Курай. В бассейне р. Курайка это дизъюнктивное нарушение является северной тектонической границей Карбонового горста внутри Курайской тектонической впадины. Суммарная амплитуда разлома превосходит 200—300 м. Несмотря на то, что горст от Курайского хребта отделен широтным тектоническим грабеном, на водоразделе горста в реликтах позднеплейстоценовых долин на карбоновых конгломератах залегают глыбы гранитов, принесенных в свое время с приводораздельной части Курайского хребта. Современная тектоническая активность разлома настолько велика, что формирующийся тектонический уступ вынуждает р. Курайку покидать уже выработанную долину, формируя новое русло. В северном опускающемся крыле разлома речная галька ложится на спилы лиственниц, засыпаемых аллювиальными валунно-галечными отложениями. Водопроводные трубы, пересекающие разлом, из-за деформаций примерно один раз в году терпят разрывы.

Оценки предельного энергетического уровня голоценового режима землетрясений Алтая, проводимые ранее, также оказались весьма заниженными. Повсеместно в южных районах этой страны (примерно к югу от широты пос. Онгудая) в зонах, относимых на картах сейсмического районирования к 7—8-балльным предельным сотрясениям, обнаруживаются следы голоценовых 9—10-балльных землетрясений. В частности, многочисленные сейсморвы и обвалы скальных пород, нередко ошибочно принимаемые за морены, фиксируются в окрестностях поселков Акташа, Курая и к югу и юго-востоку от пос. Кош-Агача.

Общей особенностью Памира, Тянь-Шаня, Алтая и Байкала является преобладание в новейшей и современной структурах блоковых

структур и блоковых движений. При современных тектонических условиях внутреннюю структуру любой из рассматриваемых горных стран можно представить в виде системы глыбово-складчатых поднятий, сложенных палеозойско-докембрийскими породами, и разделяющих их грабенов и грабен-синклиналей, заполненных толщами мезозойско-кайнозойских отложений [5, 11, 12, 15, 23, 24].

Несмотря на рассмотренные элементы общности в строении, тектонической и сейсмической активности горных сооружений азиатской части нашей страны, различия между ними весьма значительны. Так, Памир и Тянь-Шань формируются в обстановке субмеридионального горизонтального сжатия, о чем свидетельствуют данные о механизмах очагов землетрясений и широчайшее развитие здесь новейших и современных взбросов, надвигов и сдвигов [12, 15, 19]. Границы между этими горными сооружениями и прилегающими платформенными участками контрастные, разрывные. Горные поднятия высотой 4000 м и выше по системам крупных разломов, амплитуды которых нередко превышают 8—10 км, непосредственно контактируют с прилегающими платформами.

Алтае-Саянская горная страна также формируется в условиях горизонтального субмеридионального сжатия. Но в отличие от Тянь-Шаня переход от горных сооружений к платформенным участкам здесь осуществляется, как правило, постепенно, без значительных смещений по активным разрывным нарушениям. В пределах СССР это крупнейшее сводовое поднятие, в современной структуре которого выделяются две тектонические зоны: северная, Телецкая, и южная, Чуйская. Граница между ними проходит по широте южного борта Курайского хребта. Телецкая зона в структурном отношении является пологой моноклиной, на севере постепенно сочленяющейся со структурами Западно-Сибирской плиты. От этого контакта древний пенеплен, вынырывающий из-под мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты, под углом 3—5° постепенно воздымается от первых сотен метров над уровнем моря на севере Алтая до 4000 м на юге. Простираение моноклинали широтное, а разломов, разбирающих ее на отдельные блоки, субмеридиональное. Амплитуды вертикальных смещений по новейшим разломам невелики и не превосходят 300—500 м, причем широкое развитие имеют сдвиговые перемещения.

Чуйская зона представляет собой систему горстов и грабенов, подобную структурам Северного и Центрального Тянь-Шаня. Простираения самой зоны и структур, ее составляющих, субширотные. Амплитуды вертикальных смещений по разломам достигают тысяч метров. В отличие от Телецкой зоны в структуре Чуйской роль сдвиговых перемещений мала, поскольку основные подвижки носят надвиговой и взбросовой характер.

Свод в новейшей структуре, как известно, характерен и для Байкальской рифтовой зоны, принципиальным отличием которой является ее формирование в обстановке горизонтального растяжения и широкое развитие здесь сбросовых и сбросово-сдвиговых смещений по современным активным разломам [14, 23].

Очевидны и более тонкие различия структурообразования. Так,

если на Алтае и в Байкальской рифтовой зоне в новейших деформациях палеозойско-докембрийского фундамента складчатые дислокации просто неизвестны, то на Памире и Тянь-Шане имеются многочисленные и достоверные указания на то, что на начальных этапах образования новейших структурных форм роль складчатых деформаций кристаллического фундамента была весьма значительной лишь позже. Накопление деформаций ведет к разрыву сплошности пород, и дальнейшие смещения носят уже чисто блоковый характер. В качестве примера можно привести антиклинали Орток в Кочкорской и Ичке-Тоо в Таласской впадинах [10].

Наконец, и в эволюции новейшей структуры Памира, Тянь-Шаня, Алтая и Байкальской рифтовой зоны имеются как элементы общности, так и элементы различия. Общим для них является то, что начальные этапы тектонической активизации проходят в принципе одинаково — после эпохи субплатформенной стабилизации в условиях слаборасчлененного рельефа закладываются крупные седиментационные бассейны [5, 23, 24]. Формирование самих бассейнов нередко сопровождается излияниями лав основного состава, что указывает на обстановку горизонтального растяжения. И лишь позже, в конце плиоцена — начале антропогена (по-видимому, на Памире и Тянь-Шане раньше, а на Алтае и Байкале позже), преобладающие нисходящие движения сменяются восходящими. Начиная с этого момента формируется горный рельеф в современном виде. Это позволяет особенно четко и определенно обрисовать различия в эволюции структур Алтая, Тянь-Шаня, Памира и Байкальской рифтовой зоны.

На Тянь-Шане ведущим становится процесс увеличения высот новейших поднятий, уменьшения глубин тектонических впадин и сокращения их размеров за счет вовлечения в поднятия их периферических и внутренних частей. На Алтае подобные процессы свойственны лишь Чуйской тектонической зоне. На севере, в Теленкой тектонической зоне, происходит постепенное безразломное расширение моноклинали Алтая в северном направлении за счет вовлечения периферических частей Западно-Сибирской плиты. В Байкальской рифтовой зоне с конца плиоцена и поныне наблюдается обратная картина — площади тектонических поднятий сокращаются за счет новых тектонических впадин и опускания по системе разломов периферических частей хребтов поднятий.

Главнейшие черты геодинамики современного горообразования Средней Азии и юга Сибири. Как отмечалось выше, геофизические данные указывают на то, что в районах с платформенным режимом по плотности астеносфера не отличима от литосферной мантии. Поэтому можно полагать, что в предолигоцен-миоценовое время астеносфера в районах современных гор Памира, Тянь-Шаня, Алтая и Байкала также по плотности не отличалась от литосферной мантии. Тогда, в соответствии с (8) и (9), олигоцен-миоценовые и раннеплиоценовые прогибания здесь можно отнести на счет появления разуплотнения масс в астеносфере рассматриваемых районов. Различия в структуре и эволюции появились позже и определяются, по-видимому, соотношениями фоновых напряжений в литосфере, обусловлен-

ных взаимодействием плит с динамическими эффектами инъекции низковязких мантийных масс.

Так, рельеф поверхности напряженной мантии Памира и Тянь-Шаня свидетельствует о ведущей роли здесь процессов торошения литосферы — вдавливания и выдавливания ее блоков. Тенденция к понижению этой поверхности от периферии горной страны в сторону Памира, в согласии с (7), указывает на падение плотности астеносферы от периферии зоны орогенеза к ее центральным частям [12]. Аналогичное падение плотности в астеносфере, как следует из расчетов поверхности напряженной мантии, проведенных Т.Л. Захаровой и Л.А. Шарловской, присуще и Алтайскому своду. Разуплотнение астеносферы относительно литосферной мантии является причиной отсутствия значительных изостатических аномалий и в тех районах, где перепады глубин поверхности напряженной мантии достигают первых километров (Тянь-Шань, Памир, Алтай). Это свидетельствует о равновесии на уровне астеносферы, которое выполняется и в зонах тектонической активизации.

В Байкальской рифтовой зоне сводовое поднятие коры, по данным Т.Л. Захаровой и Л.А. Шарловской, четко фиксируется по возрастанию возмущения поверхности свободной мантии от периферии к центральным частям зоны. Расчеты по (10) показывают, что восходящие движения Прибайкалья и Забайкалья не могут быть обусловлены лишь внедрением в основание коры астенолинзы, фиксируемой методами ГСЗ [13, 17]. Ее влияние ограничивается только рифтогенными процессами в коре, тогда как причину общего поднятия поверхности Земли в Прибайкалье и Забайкалье следует искать в более глубоких явлениях, например в поднятии литосферы за счет астенолинзы, плавающей на нормальной астеносфере. В пользу такого механизма говорят данные о рельефе поверхности напряженной мантии, полученные Т.Л. Захаровой и Л.А. Шарловской. В соответствии с (9) на периферии сводового поднятия фиксируется погружение поверхности напряженной мантии (малая мощность разуплотненной астенолинзы не может компенсировать нисходящие движения литосферы, которые не должны иметь место, если плотность астеносферы не отличима от плотности литосферной мантии).

Резюмируя главные особенности горообразовательных процессов южных районов азиатской части СССР, можно утверждать, что сама тектоническая активизация ассоциируется с появлением в астеносфере разуплотненных, разогретых масс. Различия в динамике литосферы определяются соотношением фоновых напряжений в литосфере, обусловленных взаимодействием литосферных плит, с динамическими эффектами внедрения низковязких масс различной плотности в астеносферу и литосферу. Если преобладают эффекты взаимодействия литосферных плит, то ведущим становится процесс торошения (Памир, Тянь-Шань); если вклад этих процессов сопоставим, то торошение накладывается на фоновое сводовое поднятие (Алтай); если преобладают процессы инъекции, то в обстановке растяжения формируется рифтовый свод (Байкальская рифтовая зона).

Появление горячих масс аномальной мантии в астеносфере не

только позволяет блокам литосферы аномально быстро смещаться друг относительно друга по сравнению с платформенными условиями, но и приводит к прогреванию литосферы. Следствием такого прогрева является реологическое расслаивание литосферы, что также находит отражение в динамике возникающих при этом реологически изолированных литопластин и астенотиниз.

Динамические эффекты реологического расслаивания литосферы. Изменение реологических характеристик литосферы, в которой действуют радиоактивные источники тепла, после прихода к ее подошве аномально разогретого вещества можно оценить, решая уравнение

$$\frac{\partial T(z, t)}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T(z, t)}{\partial z^2} + f(z), \quad (11)$$

где $T(z, t)$ — температура; k — коэффициент температуропроводности; $f(z)$ — функция радиоактивных источников тепла.

В качестве начальной температуры на подошве литосферы возьмем ее значение, полученное из решения уравнения, аналогичного (11), при равенстве теплового потока на поверхности его среднему наблюдаемому на поверхности Земли. В предположении постоянства аномального теплового потока в литосферу решение (11) имеет вид [21]

$$T(z, t) = T_0 \frac{z}{H} + (T_0 - T_n) \sum_{n=1}^{\infty} 2(-1)^n e^{-\frac{n\pi^2 k}{H^2} t} \frac{\sin \frac{n\pi}{H} z}{n\pi} + \\ + \frac{A_0 H^2}{\pi^3 \rho C k} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin \frac{n\pi}{H} z}{n(a^2 + n^2)}, \quad (12)$$

где $A_0 = 10^{-12}$ кал/(см³·с); $a = H/(\pi b)$; $b = 10$ км; T_n — начальная температура коры до прихода аномально разогретого вещества; T_0 — температура на подошве коры после прихода разогретого вещества; H — мощность коры; ρ — ее плотность; $\Delta T = T_0 - T_n = 500$ — 600°C , поскольку понижение вязкости на порядок происходит из-за нагрева вещества примерно на 150 — 200°C , а вязкость разогретого вещества должна отличаться на 3—4 порядка от вязкости окружающих пород, в противном случае его нельзя было бы обнаружить сейсмическими методами [2, 20].

Таким образом, нетрудно показать [21], что изменение тепловой структуры коры в результате прихода аномально нагретого вещества к ее подошве приводит к тому, что литосфера из реологически однородной превращается в трехслойную: 1) вязко-упругий слой до глубины ~ 10 км; 2) слой жидкости с вязкостью $\eta \sim 10^{21}$ — 10^{22} П, мощностью 6—7 км; 3) слой маловязкой жидкости с $\eta \sim 10^{17}$ П, мощностью 1—2 км, распределенной по латерали дискретно в виде линз.

В этом случае неровности рельефа, ранее изостатически скомпенсированные для всей литосферы в целом, оказываются нескомпенсированными на кровле возникшего внутрилитосферного канала, в нашем случае в основании гранитного слоя.

Избыточное давление на кровле астенотканала вызывает нисходящие движения участков с большой мощностью и восходящие — участков с малой мощностью гранитной литопластины. Этот процесс сопровождается возникновением значительных напряжений в гранитной литопластине и перемещением вещества в астенотканале. Его особенностью является то, что эти напряжения обусловлены только температурным изменением реологических характеристик литосферы (размягчение низов гранитного слоя), при котором практически не происходит изменения плотности вещества астенотканала. Поэтому горизонтальные перемещения материала в астенотканале могут не находить отражения в аномалиях силы тяжести (в том числе и в изостатических аномалиях), несмотря на то что напряжения в литопластине достигают весьма значительных величин.

Воспользовавшись моделью расслоенной литосферы и пренебрегая в первом приближении вариациями мощности гранитной литопластины, рассмотрим задачу о напряжениях и деформациях, вызванных внешней нескомпенсированной нагрузкой (весом рельефа) на вязко-упругий слой мощностью h , лежащий на несжимаемой жидкости.

В этом случае прогибы сплошного вязко-упругого слоя описываются уравнением [16]

$$N \frac{\partial^5 \omega}{\partial t \partial \omega^4} = \alpha \left(\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\omega}{t_e} \right) + \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{P}{t_0} \quad (13)$$

где $N = \frac{Eh^3}{12(1-\nu)}$ — модуль слоя; ν — коэффициент Пуассона; α —

удельный вес пород; $t_e = E/3\eta$ — время релаксации; $t_0 = (1 + N\lambda_0^4/\alpha)t_e$ — декремент затухания; $L_0 = 2\pi/\lambda_0$ — длина волны внешней нагрузки $P = \rho g f_0 \cos \lambda_0 x$, аппроксимирующей нагрузку рельефа.

Решение этого уравнения можно представить в виде двух составляющих $\omega = \omega' + \omega''$ первое из которых относится к упругому, а второе — к пластическому прогибанию [16]:

$$\omega(x, t) = \frac{P_0}{\alpha} \left[\frac{t_e}{t_0} e^{-t/t_0} + (1 - e^{-t/t_0}) \right] \cos \lambda_0 x. \quad (14)$$

Амплитуда прогиба увеличивается от своего начального упругого значения $P_0 t_e / \alpha$ до конечного остаточного P_0 / α .

Для длинноволновых гармоник рельефа $L_0 = 200$ км декремент затухания по порядку величины равен времени релаксации $t_0 \sim t_e$, и скорость прогиба определяется временем образования низковязкого канала. Релаксация напряжений происходит достаточно быстро (по срав-

нению с характерным временем пробега $t \sim 3t_0$). В начальный момент времени длинноволновые составляющие нагрузки обуславливают упругое прогибание почти на всю амплитуду $\omega(x_0) \approx 0,9\omega_0$, что осуществляется по мере прогрева низов "гранитной" литопластины.

При длине нагрузки $L_0 = 50-70$ км скорости прогибания и затухания упругих напряжений в вязко-упругом слое значительно меньше, чем скорость образования низковязкого канала. Упругое прогибание составляет лишь сотую часть общего прогиба, и релаксация упругих напряжений происходит крайне медленно.

Искомые напряжения, связанные с изгибом вязко-упругого слоя,

$$\sigma_x = -\frac{4}{3} Ez \frac{\partial^2 \omega'(x, t)}{\partial x^2} \quad (15)$$

Характерный уровень этих напряжений при значениях $\alpha = 3 \cdot 10^3$ Г/(см²·с), $h = 10$ км, $\eta = 10^{24}$ П, $E = 4 \cdot 10^{11}$ дин/см², $N = 4,4 \cdot 10^{28}$ дин·см изменяется от 0,5 кбар при $L_0 = 50$ км до 3 кбар при $L_0 = 130$ км.

Прогибы сплошной вязко-упругой литопластины прекращаются, когда придут в равновесие выталкивающая сила нижележащей жидкости и вес рельсфе. Скорости прогибания, полученные из решения задачи о движении вязкой жидкости при заданном градиенте давления, свидетельствуют о двух режимах вертикального прогибания литопластины. Горизонтальная скорость течения вещества в начальный момент времени при $\eta \sim 10^{20}$ П и мощности $h = 10$ км

$$v_x \sim \frac{\pi \rho g f_0 h^2}{4 L_0 \eta} \sim 15 \text{ см/год.} \quad (16)$$

Вертикальная начальная скорость движения литопластины

$$v_z \sim \frac{\pi^2 \rho g f_0 h^3}{3 L_0^2 \eta} \sim 5 \text{ см/год} \quad (17)$$

быстро убывает со временем пропорционально e^{-t/t_0} , тогда как величина вязко-упругого прогибания зависит от времени

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{f_0}{t_0} \left(1 - \frac{t_e}{t_0} \right) e^{-t/t_0} \quad (18)$$

Это указывает на то, что при упругом прогибании, когда амплитуда достигнет величины $t_e f_0 / t_0$ и упругое прогибание со скоростью (17) прекратится, на смену этому приходит пластическое течение со скоростью (18), величина которой на порядок меньше.

Нарушение сплошности литопластины, плавающей на жидкости, разломом приводит к значительному изменению уровня реологически обусловленных напряжений и величин вертикальных прогибов. Для

этого случая решаем уравнение

$$N \frac{\partial^5 \omega}{\partial t \partial x^4} = \alpha \frac{\partial \omega}{\partial t} - \frac{\alpha}{t_e} \omega + \frac{P_0}{t_0} \cos \lambda_0 x. \quad (19)$$

В начале координат, куда мы поместили разлом, изгибающий момент равен нулю, и предположим, что сила на торце слоя в этой точке отсутствует, так как коэффициент трения в разломе не превосходит величины 0,03 [12]. Эти условия будут выполняться, если вторую и третью производные прогиба в начале координат приравняем нулю.

Общая формула для прогибания полубесконечного вязко-упругого слоя, осложненного разломом, под действием поверхностной нагрузки может быть представлена в виде

$$\omega(x, t) = (C_1 \sin \lambda x + C_2 \cos \lambda x) e^{-\lambda x} e^{-t/t_0} + \frac{P_0}{\alpha} \left[\left(\frac{t_e}{t_0} - 1 \right) e^{-t/t_0} + 1 \right] \cos \lambda_0 x. \quad (20)$$

Если разлом проходит по хребту-поднятию, то постоянные интегрирования определим из граничных условий при $x=0$: $\partial^2 \omega / \partial x^2 = 0$, $\partial^3 \omega / \partial x^3 = 0$. В результате получим

$$\omega(x, t) = \frac{P_0}{\alpha} \left[\left(\frac{t_e}{t_0} - 1 \right) e^{-t/t_0} + 1 \right] \times \\ \times \left[\frac{\lambda_0^2}{2\lambda^2} (\cos \lambda x - \sin \lambda x) e^{-\lambda x} + \cos \lambda_0 x \right]. \quad (21)$$

Как и прежде, упругая и пластичная части прогиба связаны соотношениями

$$\frac{\partial \omega''}{\partial t} = \frac{\omega'}{t_e}, \quad \frac{\partial \omega'}{\partial t} + \frac{\omega'}{t_e} = \frac{\partial \omega}{\partial t},$$

а напряжения в гранитной литопластине

$$\sigma_x(z, t) = -\frac{4}{3} E z \frac{\partial^2 \omega'}{\partial x^2},$$

в данном случае

$$\sigma_x(z, t) = -\frac{4}{3} E z f_0 \lambda_0^2 [(1 - \xi) e^{-t/t_e} + \frac{\xi}{\gamma} (e^{-t/t_e} - e^{-t/t_0})] \times \\ \times [(\sin \lambda x + \cos \lambda x) e^{-\lambda x} - \cos \lambda_0 x], \quad (22)$$

где

$$\lambda_0 = \frac{2\pi}{L_0}; \quad \gamma = 1 - \frac{t_0}{t_c}; \quad \xi = 1 - \frac{t_e}{t_c}; \quad t_c = \left(\frac{N\lambda_0^4}{\alpha} + 1 \right);$$

$$t_0 = \left(1 - \frac{4\lambda_0^4 N}{\alpha} \right); \quad \lambda^4 = \frac{\alpha}{4N}.$$

Если разлом находится в центре депрессии, то напряжения в гранитной литопластине

$$\sigma_x(z, t) = -\frac{4}{3} f_0 z \lambda_0^2 \left[(1 - \xi) e^{-t/t_0} + \frac{\xi}{\gamma} (e^{-t/t_c} - e^{-t/t_0}) \right] \times \\ \times [(\sin \lambda x + \cos \lambda x) e^{-\lambda x} + \cos \lambda_0 x]. \quad (23)$$

Третий случай положения разлома соответствует разлому в точке перегиба или максимального градиента рельефа

$$\sigma_x(z, t) = -\frac{4}{3} f_0 E z \lambda_0^2 \left[\frac{\lambda_0}{\lambda} \sin \lambda x e^{-\lambda x} - \sin \lambda_0 x \right]. \quad (24)$$

Сравнение характеристик движения свидетельствует о том, что с увеличением длины волны рельефа L_0 величина аномального прогиба в районе разлома уменьшается как $1/L_0^2$ для первых двух случаев и как $1/L_0$ для третьего. Влияние разлома на амплитуду вертикальных движений ощущается на расстоянии размера структуры рельефа по горизонтали ($\sim L_0/2$) от разлома. Далее по латерали амплитуда прогибания соответствует случаю без разлома.

При длине волны нагрузки $L_0 = 60$ км на расстоянии 15 км от разлома, проходящего по хребту-поднятию, на подошве литопластины (глубина ~ 10 км) присутствует горизонтальное растяжение, не превосходящее по величине 1 кбар. Далее при движении от разлома растяжение заменяется на сжатие в районах восходящих движений. В случае разлома в центре депрессии чередование зон растяжения и сжатия в литопластине с точностью до знака подобно первому случаю. Ситуация с разломом в точке перегиба рельефа характеризуется увеличением величины аномальных напряжений, причем сжатие возрастает до 7 кбар на расстоянии 15 км от разлома.

Результаты, изложенные выше, дают ключ к теоретическим оценкам напряжений, обусловленных образованием астеночанала в литосфере. Однако эти напряжения не единственные, так как велика роль напряжений активного фонового сжатия и растяжения, напряжений за счет вариации мощности литопластин и т.д. Для того чтобы построить корректную геодинамическую модель, необходимо оценить вклад каждого из механизмов в общий баланс напряжений и дефор-

маций. Поэтому вопрос расчета деформированного состояния рас-
слоенной литосферы *in situ* является проблемой первостепенной важ-
ности. Ее решение, на наш взгляд, связано с введением таких понятий,
как "свободная поверхность астеночанала" и "напряженная поверх-
ность астеночанала".

В состоянии изостатического равновесия глубину, на которой рас-
положилось бы вещество низковязкого канала при удалении выше-
лежащих пород в соответствии с законом Паскаля, назовем свободной
поверхностью астеночанала:

$$T_{\gamma} = H_{\gamma} \left(1 - \frac{\bar{\rho}_{\gamma}}{\rho_{\gamma}} \right), \quad (25)$$

$$\bar{H}_{\gamma} = H_{\gamma} + H_{oc}, \quad \bar{\rho}_{\gamma} = \frac{1}{H_{\gamma}} (H_{\gamma} \rho_{\gamma} + H_{oc} \rho_{oc}),$$

где $\bar{\rho}_{\gamma}$, $\bar{H}$ — соответственно средняя плотность и мощность
гранитной литопластины, состоящей из осадочного чехла плотностью
 ρ_{oc} и мощностью H_{oc} и самих гранитов с характеристиками ρ_{γ} , H_{γ} .
Из физических соображений очевидно, что $T_{\gamma} = \text{const}$. Если же лито-
пластина деформирована, то при расчетах по формуле (25) мы по-
лучим новую величину $\tilde{T}_{\gamma}$, называемую напряженной поверхностью
астеночанала. В общем случае $\tilde{T}_{\gamma} \neq T_{\gamma} \neq \text{const}$ и разность $\Delta T = \tilde{T}_{\gamma} - T_{\gamma}$ оп-
ределяет величину отклонения от свободного плавания гранитной
литопластины в веществе астеночанала. При $\tilde{T}_{\gamma} < T_{\gamma}$ блок вдавлен,
а при $\tilde{T}_{\gamma} > T_{\gamma}$ он выдавлен. Следовательно, напряженная поверх-
ность астеночанала отражает процесс общего деформирования рас-
слоенной литосферы.

Характерные величины сдвиговых деформаций и скоростей дефор-
маций находятся из равенства

$$\nabla \tilde{T}_{\gamma} = |\nabla (P_z / \rho_{\gamma} g)|,$$

$$\frac{1}{t} \nabla \tilde{T}_{\gamma} \approx \dot{\epsilon}_{\gamma},$$

где $\dot{\epsilon}_{\gamma}$ — скорость максимальных сдвиговых деформаций гранитной
литопластины; t — время деформации. При этом на подошве лито-
пластины распределены активные добавочные напряжения

$$P_z = (H_{oc} + \delta) \rho_{oc} g - (H_{oc} - \tilde{T}_{\gamma}) \rho_{\gamma} g,$$

где δ — высота рельефа от уровня моря.

Действие избыточного давления приводит к изгибанию литоплас-
тины и возникновению добавочных напряжений. В системе координат,
начало которой находится на глубине $H_{\gamma}/2$ и на расстоянии $L/2$ —
длины выдавленного (вдавленного) блока (ось x — горизонтальна,

ось z — по нисходящей вертикали), эти напряжения [12]

$$\sigma_x = \frac{P_z}{2I} \left[\frac{L^2}{4} - x^2 + \frac{2}{3} (H_\gamma + H_{oc})^2 - \frac{H_\gamma^2}{10} \right] z,$$

$$\tau = \frac{P_z}{2I} \left(\frac{H_\gamma^2}{4} - z \right) x,$$

где I — момент, равный $H_\gamma^2/12$.

Роль рассмотренных механизмов в обстановке растяжения и сжатия различна. Связано это с тем, что появление астеночанала в обстановке горизонтального растяжения не позволяет передавать касательные напряжения из глубоких частей к литопластине, перекрывающей канал. Поэтому в гранитной литопластине напряжения, связанные с формированием низковязкого астеночанала, будут определяющими. При горизонтальном сжатии, например в условиях сближения континентальных плит, напряжения реологически расслоенной литосфере передаются беспрепятственно. Однако и в этих условиях появление низковязкого канала вносит значительные возмущения в поле напряжений. Так, верхние части литопластины в хребтах-поднятиях будут испытывать горизонтальное сжатие, а нижние — горизонтальное растяжение (см. формулу (15)).

Одним из следствий обсуждаемого явления служит изменение кинематики смещений по разломам. Так, после появления астеночанала в зоне растяжения сместитель сброса, разграничивающего впадину и депрессию, может оказаться в зоне реологически обусловленного сжатия, что приведет к взбрасыванию ранее опущенного ("депрессионного") крыла разлома. Такое "обращение" кинематики разлома, сопровождаемое формированием встречного уступа и рва в зоне разлома, частое явление в Байкальской рифтовой зоне.

К другим результатам приводит появление астеночанала в структурах, испытывающих региональное горизонтальное сжатие. Здесь напряжения, вызванные падением вязкости, и напряжения, связанные с изгибом литопластины, накладываются на фоновое горизонтальное сжатие, и появление внутрикорового волновода (астеночанала) сопровождается дисгармоничным развитием деформаций гранитной и базальтовой литопластин [12]. Добавочная же активная нагрузка P_z позволяет веществу астеночанала по ослабленным зонам внедряться в вышележащие толщи до тех пор, пока давление поднимающегося вещества не будет уравновешено давлением вышележащих толщ. На этом уровне астеновещество начнет растекаться по латерали и может быть сформировано интрузивное тело типа лакколита. Наиболее вероятными магмопроводящими каналами являются ослабленные зоны разломов. Не исключено, что именно с таким механизмом связаны приуроченность гранитоидных интрузий Памира к краевым частям блоков фундамента и резкое повышение теплового потока в зонах активных разломов Памира и Таджикской депрессии [7].

Исследования современной динамики литосферы зон активного

кайнозойского горообразования юга азиатской части нашей страны свидетельствуют об отсутствии универсального механизма орогенных явлений.

Несмотря на это, при существующих различиях в динамике и структуре литосферы Памира, Тянь-Шаня, Алтая и Байкальской рифтовой зоны в них, по-видимому, действуют одни и те же механизмы. Конкретные же особенности динамики литосферы определенной горной страны кроются в соотношениях этих механизмов, а именно — во вкладе в изменение рельефа поверхности Земли явлений, обусловленных взаимодействием литосферных плит с эффектами инъекции разуплотненных разогретых масс аномальной мантии.

Сама тектоническая активизация в рассмотренных регионах ассоциируется с появлением в астеносфере разуплотненных, разогретых масс. Их вязкость на три порядка меньше, чем вязкость нормальной платформенной астеносферы. Поэтому при одних и тех же напряжениях кинематические эффекты в литосфере, перекрывающей нормальную и аномальную астеносферы, различны. Скорости движений в литосфере над аномальной астеносферой много выше, чем за ее пределами. Сама инъекция аномальной мантии, как показывают геофизические данные [4, 8], или происходит по каналу от границы ядро—мантия, или есть результат индуцированной в верхней мантии конвекции [20, 22].

На первых этапах инъекции, когда возмущение поверхности свободной астеносферы близко к нулю из-за меньшей плотности аномальной астеносферы относительно нормальной, в зонах тектонической активизации преобладают нисходящие движения поверхности Земли вне зависимости от того, испытывает ли при этом литосфера сжатие или растяжение в целом. Далее по мере накопления деформаций в литосфере и дальнейшей инъекции аномальной мантии при столкновении плит ведущим процессом становится торошение; при инъекции под внутриплитную область формируется рифтовый свод; если присутствуют и региональное сжатие, и инъекция, то результатом является наложение торошения на сводовое поднятие.

На начальных стадиях появления аномальной мантии холодная литосфера деформируется как реологически однородное тело и изостазия осуществляется в системе литосфера - аномальная мантия. По мере прогрева реологическая гомогенность литосферы нарушается из-за появления маловязких внутрилитосферных каналов. Теперь изостатическое регулирование идет внутри литосферы, и линии равных давлений соответствуют глубине астеночаналов в коре и литосфере. Напряжения при таком процессе достаточны (~10 кбар) для раскола коры на вертикальные блоки. Характерной особенностью внутрикорового регулирования является то, что такое регулирование имеет чисто реологическую природу и не связано с изменением плотности.

Существование внутрилитосферных каналов определяет дисгармоничный характер деформаций разноглубоких литопластин.

Разнообразие условий формирования внутренней структуры различных орогенов свидетельствует о том, что морфологически сход-

ные структурные формы и сходные эволюционные цепочки могут быть реализованы при различных способах приложения сил и различных особенностях напряженного состояния литосферы. Этот момент указывает, в частности, на малую перспективность поиска универсальных геолого-геофизических критериев сейсмического прогноза. В разных геодинамических обстановках эти критерии различны, и только тщательный статистический и геодинамический анализ может указать на значимые связи землетрясений с геолого-геофизическими условиями (см., например, [10]).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.С., Лаврентьев М.М. и др. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли // Математические проблемы геофизики. Новосибирск: Наука. 1971. Вып. 2. С. 29—38.
2. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 328.
3. Богачкин Б.М., Розенберг Л.И., Цеховский Ю.Г. Вопросы неогеновых отложений Юго-Восточного Алтая // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49, вып. 2. С. 57—68.
4. Бугаевский Г.Н. Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1978. 131 с.
5. Десяткин Е.В. Кайнозойские отложения и новейшая тектоника юго-восточного Алтая. М.: Наука, 1965. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 126). 224 с.
6. Дьюи Дж., Берд Лж. Горные пояса и новая глобальная тектоника: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 191—219.
7. Крат В.Н., Сердюк Я.Я. Термальные воды // Гидрогеология СССР: Таджикистан. М.: Недра, 1972. С. 214—219.
8. Крылов С.В., Крылова А.Л. Телесеismicкое просвечивание мантии Земли в Байкальском регионе // Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука. 1982. С. 34—45.
9. Кучай В.К. Поле тектонических напряжений, поверхность свободной мантии, сейсмичность и орогенез // Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975. С. 17—26.
10. Кучай В.К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.
11. Кучай В.К. Горячие зоны — их типы, эволюция и роль в тектоногенезе. Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, N 4. С. 843—848.
12. Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 208 с.
13. Кучай В.К. Астенолинзы: оро- и депрессогенез // Геология и геофизика. 1985. N 7. С. 82—91.
14. Ламкин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 248 с.
15. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307).
16. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. 190 с.
17. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Под ред. Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Наука, 1981. 218 с.
18. Океанология: Геофизика океанов. Т.2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
19. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектоногенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
20. Тычков С.А. Конвекция в мантии и динамика платформенных областей. Новосибирск: Наука, 1984. 176 с.
21. Тычков С.А. О термической природе внутрикорового волновода // Геология и геофизика. 1986. N 2. С. 29—38.
22. Тычков С.А. Влияние литосферы на конвекцию в мантии. Геология и геофизика. 1986. N 9. С. 17—29.
23. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
24. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ, Географгиз, 1948. 224 с.

В. И. Сомов, В. Г. Кузнецова, И. Ш. Рахимова

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ КАРПАТ И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

При знакомстве с картами современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) европейской части СССР [27, 19] видна неизученность в этом отношении территории западных областей УССР. Это связано в первую очередь с трудностями проведения высокоточных геодезических работ в условиях ярко выраженного горного рельефа Карпат.

В связи с недостаточностью инструментальных данных для выявления региональных закономерностей СВДЗК Львовский филиал Института геофизики АН УССР совместно с Львовским политехническим институтом в 1961—1972 гг. выполнили очередное повторное нивелирование первого класса с охватом всей высотной сети Советских Карпат.

Для выявления нивелирных знаков, на высотное положение которых существенное влияние оказывают экзогенные и техногенные факторы, была использована методика, разработанная в Институте географии АН СССР [2, 21]. Результаты полевых геолого-геоморфологических обследований, проведенных ИГ АН УССР в 1969 г. [17] и в 1981 г. [6], показали, что к категории неустойчивых в Закарпатском и Предкарпатском прогибах может быть отнесено 8,5%, а в складчатой части — только 5% от общего их количества.

Устойчивость нивелирных знаков исследована также по специально разработанной методике [22]. В ее основу положен математический аппарат дисперсионного и корреляционного анализа, который использован для определения составляющих скорости нетектонического характера, возникающих из-за погрешностей измерений ($\pm 0,23$ мм/год) и из-за собственных подвижек знаков ($\pm 0,10 \div \pm 0,68$ мм/год).

Современная активность тектонических нарушений. После анализа нивелирования (технических данных используемой оптической аппаратуры, точности наблюдений и конструктивных особенностей знаков), определения точности вывода скорости и фильтрации знаков по степени их устойчивости построены графики СВДЗК (без разрывов) по региональным профилям, пересекающим Карпаты [26]. Прежде всего следует указать на подобие кривых, построенных за разные временные интервалы; затем — на отчетливое падение интенсивности современных движений от краевой части Русской платформы к Паннонскому срединному массиву и, наконец, на наличие дифференциации скорости СВДЗК в регионе, что указывает на современную активизацию продольных (карпатского простираения) нарушений. Так, в районе г. Николаева, где проходит зона тектонического контакта платформы и передового прогиба, представляющая системы

сбросов, изменение скорости составляет 0,8 мм/год (рис. 1). Аналогичное изменение темпа движений фиксируется вдоль профиля Рава Русская—Хыров—Ольшаница, секущего северо-западную часть этого разлома на границе СССР и ПНР.

С тектонической границей между Внешней и Внутренней зонами Предкарпатского прогиба, имеющей сложный и надвиговый характер, что затрудняет ее прослеживание геолого-геофизическими методами, связано изменение интенсивности СВДЗК в районе г. Стрый. В целом Внутренняя зона испытывает более интенсивное поднятие (2,2 мм/год) по сравнению с Внешней. При переходе к Скибовой зоне флишевых Карпат значения скорости остаются неизменными.

В области предполагаемого сочленения платформенного и геосинклинального оснований (юго-западнее Гребенова) [14] наблюдается довольно сильное изменение темпа СВДЗК (–1 мм/год). Минимум современных поднятий в срединной части Карпат соответствует Центральной синклинальной зоне (зоне Кросно), где скорость поднятия 0,7 мм/год.

Очередной максимум скорости СВДЗК приурочен к наиболее приподнятой в неогене (1500—2000 м) Полонинской зоне, объединяющей горные массивы флишевых Карпат, превосходящих высоту главного водораздела. Она совпадает в плане с Дуклянской зоной. В понятии Полонинской зоны И.Д. Гофштейн [9] вкладывал не только морфологический, но и определенный структурный план, рассматривая ее как горстовую зону.

На профиле Тернополь—Коломыя—Ворохта—Солотвино (рис. 2) характер СВДЗК несколько иной. Здесь отмечается значительная их дифференция уже в пределах краевой части платформы. Выявляемые границы изменения интенсивности движений совпадают с разломами северо-западного простирания: Перемышлянско-Монастырийским, Перемышляны-Чертков, Дараховским и Тербовлянским.

Границе между краевой частью платформы и Предкарпатским передовым прогибом соответствует резкое увеличение интенсивности СВДЗК (на 0,9 мм/год) на отрезке Поточек—Заболотов. Внешняя зона прогиба характеризуется абсолютной скоростью движений $1,6 \div 1,7$ мм/год. В районе Коломыи фиксируется локальное поднятие (2,1 мм/год), которое совпадает с приподнятым блоком фундамента, известным по данным геофизических исследований и бурения [33].

Тектонический контакт между Внешней и Внутренней зонами прогиба находит свое отражение на участке Шепаровцы—Ивановцы, где перепад скорости достигает 0,5 мм/год. Во Внутренней зоне скорость поднятия 2,2 мм/год. Как и на предыдущем профиле, в области сочленения платформенного и геосинклинального оснований падение интенсивности движений 1 мм/год. Ступенчатобразное уменьшение скорости СВДЗК затем фиксируется на границах всех последовательно пересекаемых профилем тектонических зон.

Таким образом, на кривых скорости, составленных по трем параллельным профилям, которые секут одни и те же структурные элементы, наблюдается в общих чертах одинаковая картина, что свидетельствует о преобладании продольной зональности в распреде-

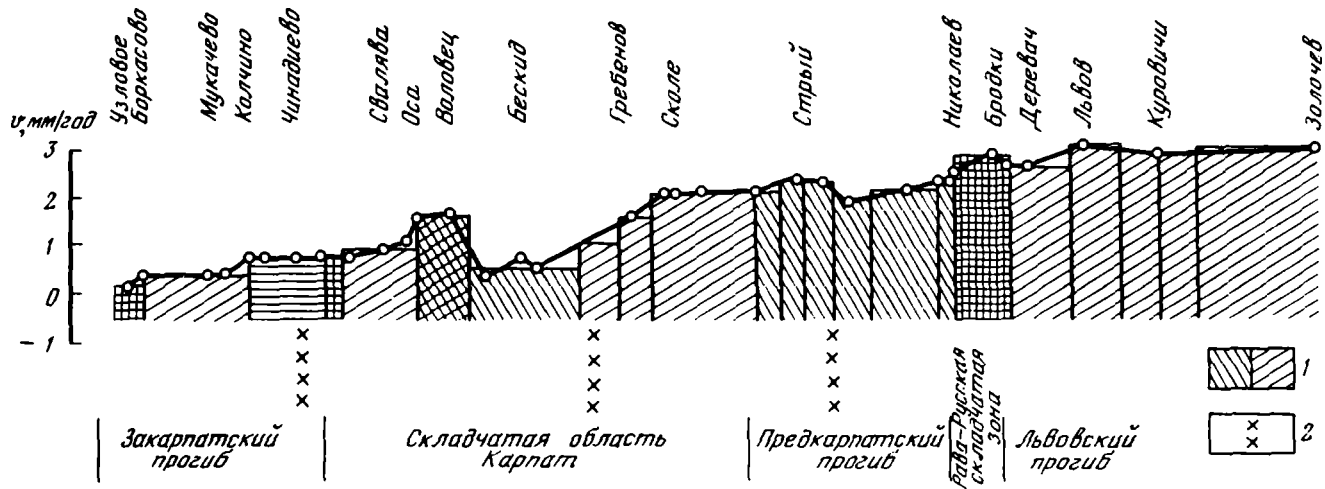


Рис. 1. График скорости СВДЗК вдоль профиля повторного нивелирования первого класса Золочев—Львов—Бескид—Батєво

1 — блоки земной коры; 2 — глубинные разломы по данным КМПВ — ГСЗ

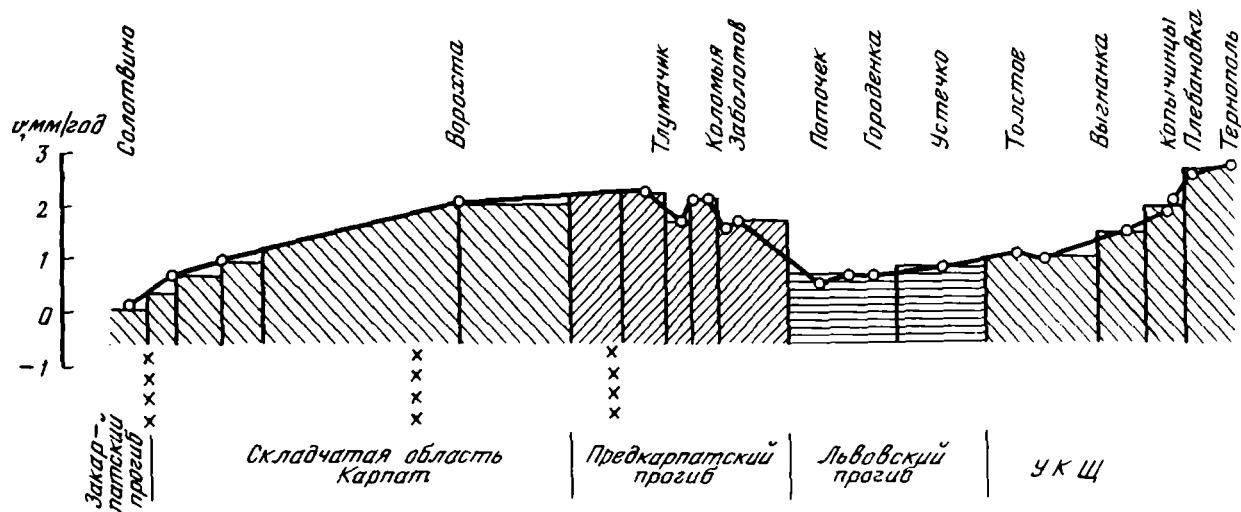


Рис. 2. График скорости СВДЗК вдоль профиля повторного нивелирования первого класса Тернополь—Коломыя—Ворохта—Солотвино
 Условные обозначения см. на рис. 1

лении СВДЗК. Четко отмечаются убывание интенсивности движений к красной части платформы и относительное опускание Внешней зоны прогиба. По отношению к ней Внутренняя зона оказывается приподнятой. Устойчивое поднятие Скибовой зоны складчатой области подтверждается данными повторного нивелирования.

В результате анализа распределения СВДЗК вдоль профилей наряду с общими закономерностями обнаруживается и существенное различие. Оно резко проявляется в той части платформы, которая граничит с передовым прогибом. Первые два профиля отражают так называемое современное львовское поднятие земной коры. На профиле Тернополь—Коломыя—Ворохта—Солотвино наблюдается, наоборот, падение скорости СВДЗК от прогиба к платформе, что указывает на современные подвижки вдоль поперечного по отношению к карпатскому простираанию глубинного нарушения в краевой части платформы Надворная-Монастырская, выявляемого по геофизическим данным южнее г. Ивано-Франковска [33].

Изостазия Карпат. По данным ГСЗ мощность земной коры под Карпатами и Внутренней зоной Предкарпатского прогиба почти одинакова и имеет наибольшую в регионе величину (55—65 км) [28]. Таким образом, так называемые корни находятся не строго под горами (рис. 3). И эта же часть утолщенной коры по сравнению с корой, которая прилегает с северо-востока и юго-запада, характеризуется наибольшей скоростью движений и выступает как одно целое. Скорость современного поднятия гор неотектонического происхождения, лишенных корней (Выгорлат-Гутинский вулканический хребет), такая же, как и на равнинных участках. Исходя из этого, можно считать, что поднимаются не горы, как таковые, а глыбы земной коры, которые прошли определенный путь развития (геосинклиналь — горная страна).

Подтверждением сказанному являются данные сопоставления изостатических аномалий, рельефа земной поверхности и строения земной коры вдоль геотраверса II. Установлено отсутствие корреляции между поведением рельефа земной поверхности и изостатическими аномалиями. Вместе с тем изменение последних хорошо согласуется с гипсометрией поверхности Мохо: максимум отрицательной изостатической аномалии соответствует блоку с наибольшей мощностью коры, положительная изостатическая аномалия — блоку с тонкой корой. Граница скомпенсированного рельефа в пределах Закарпатского прогиба лежит почти на 10 км ниже поверхности Мохо. Следовательно, изостатическое равновесие здесь нарушено и для его восстановления скорости СВДЗК должны быть отрицательными. И действительно, здесь фиксируются минимальные скорости поднятий в регионе. В то же время это область максимальных тепловых потоков (до 100 мВт/м^2) [16] и повышенной сейсмичности [9, 12]. Возможно, что скорости СВДЗК здесь являются результирующими двух сил: изостатических (отрицательных) и тектонических (положительных), обусловленных "всплыванием" крупного астенолита под Паннонским бассейном, наличие которого предполагает полиморфно-адвекционный механизм образования структур региона [4, 35].

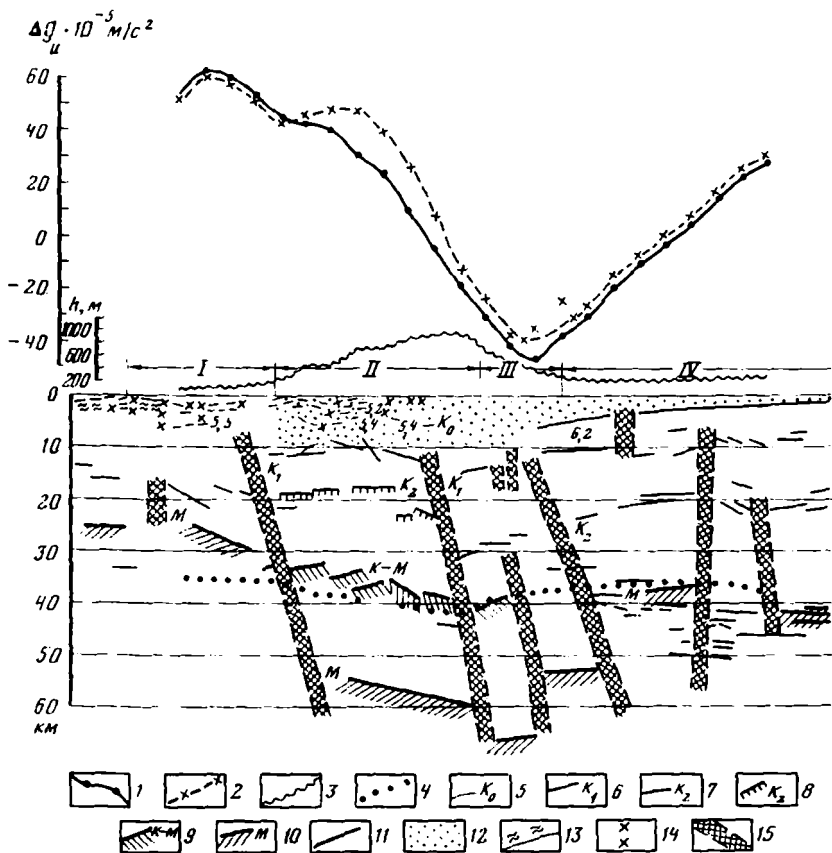


Рис. 3. Изменение изостатических аномалий и поверхности М вдоль геотранверса II на территории Советских Карпат

1 — кривая изостатических аномалий; 2 — то же, с учетом гравитационного эффекта осадочных отложений и их компенсации; 3 — рельеф земной поверхности; 4 — граница скомпенсированного рельефа, сейсмогеологический разрез [28]; 5 — подошва флишевого комплекса в Карпатах, 6 — поверхность древнего фундамента со значениями граничной скорости, 7, 8 — отражающие границы в консолидированной коре, 9 — граница К—М (молодая граница М) в Складчатых Карпатах, 10 — поверхность М, 11 — отражающие площадки, 12 — осадочный слой, 13 — поверхность молодого складчатого фундамента, 14 — разломы менее крупные, 15 — глубинные разломы по данным ГСЗ. Тектонические элементы: I Закарпатский прогиб, II Восточные Карпаты, III Предкарпатский прогиб, IV крайняя часть Восточно-Европейской платформы

В пределах складчатой области Карпат и передового прогиба положение границы Мохо при полной компенсации масс совпадает с поверхностью К—М (кровля коро-мантийной смеси), которая является молодой границей Мохо. Ее образование связано с процессами альпийского геотектонического цикла [28]. Раздел М, лежащий ниже на 20—25 км, более древний, и его образование относится к раннему протерозою. Таким образом, современный рельеф Карпат практически скомпенсирован, а отрицательная изостатическая аномалия связана с комплексом пород (плотностной неоднородностью) в низзах

земной коры, являющихся корнями древних горных сооружений. На это указывает оценка глубин источников изостатических аномалий (>45 км). Поэтому значительные положительные скорости СВДЗК здесь могут быть обусловлены всплыванием корней древних пра-Карпат.

В пределах краевой части Русской платформы граница скомпенсированного рельефа совпадает с реальной поверхностью Мохо.

Известно, что наряду с поднятием земной коры в Карпатах, которое способствовало созданию и сохранению горного рельефа, происходило и интенсивное опускание [9]. В настоящее время в советской части региона площадь складчатой области (17 тыс. км²) и объем слагающих ее пород по подошве новейших отложений (43 тыс. км³), равны соответственно площади, занимаемой прогибами, и объему слагающих их осадков. При этих расчетах нами были использованы литолого-фациальные карты, карты палеотектонических режимов масштаба $1:2\,000\,000$, схема стратиграфии неогеновых отложений прогибов [14] и карта новейшей тектоники масштаба $1:1\,000\,000$ [13]. Общее сокращение ширины палеобассейна к настоящему времени для флишевых Карпат колеблется от $1,5$ до $2,5$ раз. Оно обусловлено эволюционным сжатием в мелу и палеогене и революционными фазами резкого сокращения в раннем миоцене.

Связь сейсмических процессов с тектоникой Предкарпатья. Во Внутренней зоне передового прогиба в районе г. Долина в 1974–1976 гг. произошла серия ощутимых землетрясений интенсивностью от 3 до 5,5 баллов. Ряд исследователей [23, 20], занимавшихся изучением сейсмичности региона, отнесли их к техногенным, связанным с длительной эксплуатацией нефтяных месторождений.

В соответствии с данными повторного нивелирования первого класса восточнее г. Долина выявлено довольно резкое повышение интенсивности СВДЗК. Дифференциация скорости приурочена к зоне глубинного Предкарпатского разлома, установленного исследованиями ГСЗ [20], и превышает $1,5$ мм/год. Кроме того, вблизи эпицентральной зоны проходит поперечный Турянский разлом альпийского времени заложения [14]. Таким образом, сложная тектонофизическая обстановка, обусловленная наличием узла пересечения активных в настоящее время разломов, могла способствовать накоплению здесь упругих напряжений, а интенсивная многолетняя закачка воды в нефтеносные пласты привела к их разрядке в виде серии произошедших землетрясений.

На окраине платформы зафиксирован ряд землетрясений, которые также могут быть связаны с активными в настоящее время разломами земной коры. Это два землетрясения вблизи г. Залещики на р. Днестр в 1880 и 1903 гг. и инструментально зарегистрированное землетрясение западнее г. Тернополь в 1963 г. Подробные сведения о землетрясении 1903 г. (6 баллов) позволили С.В. Евсееву [12] составить схематическую карту изосейст, вытянутых в виде эллипса в карпатском направлении. Эпицентр этого землетрясения совпадает с Устечкинской дислокацией, приуроченной к узлу пересечения Заболотов-Городенковского и Перемышляноско-Монастырский разломов. По

данным повторного нивелирования первого класса, узел соответствует минимальным значениям скорости СВДЗК вдоль профиля Тернополь—Коломыя—Ворохта—Солотвино, где дифференциация не превышает 0,8 мм/год (см. рис. 3).

Эпицентр землетрясения 1963 г. приурочен к Теребовлянскому разлому, намечаемому по гравиметрическим данным. Сейсмическими исследованиями здесь установлено ступенчатоеобразное погружение фундамента. Выявлена сложная картина колебательных движений вдоль разлома в новейшее (торгонское и сарматское) время [10]. В настоящее время изменение темпа движений здесь 0,7—0,9 мм/год.

Эпицентр происшедшего в 1875 г. вблизи г. Великие Мосты землетрясения интенсивностью до 6 баллов может совпадать с одним из многих послемеловых разломов, простирающихся параллельно друг другу в направлении северо-запад — юго-восток [10]. На это указывает и вытянутость изосейст землетрясения 1875 г. [12]. В связи с отсутствием в этом районе линий повторного нивелирования первого класса нет возможности судить о накоплении упругих напряжений, обусловленных дифференциацией современных тектонических движений. Данные о распределении механических напряжений в горных выработках шахт "Нововолынская" и "Великие Мосты" указывают на отсутствие избыточных геодинамических полей напряжений, характеризующихся повышенными значениями вертикальных и горизонтальных напряжений сжатия. Так, на глубинах 335 и 535 м в породах, окружающих выработки главных направлений, вертикальные составляющие поля напряжений равны геостатическому полю напряжений (соответственно 75 и 130 кг/см²). Предел же прочности пород на сжатие в 7—3,5 раза больше [7]. Учитывая эти данные и малоамплитудный характер сбросов-взбросов по указанным выше разломам, можно согласиться с мнением ряда исследователей об обвалной природе землетрясения 1875 г.

В Северной Буковине эпицентры сильных землетрясений зафиксированы на самой границе платформы с Предкарпатским передовым прогибом в районе г. Сторожинец (в 1882 г. интенсивностью в 5 баллов и в 1950 г. — 6 баллов) [25]. В данном случае отмечается их прямая приуроченность к зоне резкого изменения скорости современных тектонических движений (до 1 мм/год).

Карпатский геодинамический полигон. Территория западной части Украины в сейсмическом отношении неоднородна, и это было учтено при выборе в 1966 г. ЛФ ИГ АН УССР геодинамического полигона [11]. В его пределы полностью вошел сейсмоактивный район Советских Карпат — Закарпатский внутренний прогиб.

Сейсмичность территории полигона вызвана как удаленными, так и местными очагами землетрясений. Для сейсмического районирования имеют значение оба эти обстоятельства, но для сейсмотектоники — только последнее. Прежде всего здесь следует обратить внимание на пространственное соотношение очагов сильных землетрясений с тектоническими зонами и разломами земной коры. При этом необходимо иметь в виду, что очаги закарпатских землетрясений, как правило, находятся на глубинах 2—10 км и расположены вдоль общего направ-

ления тектонических элементов. Эта закономерность послужила ранее для выделения И. Д. Гофштейном [9], В. И. Антиповым [1], В. И. Хоменко [34] и М. И. Мельничуком [20] нескольких сейсмотектонических линий или зон. Такая интерпретация сейсмичности территории нашла подтверждение со стороны ГСЗ.

Главная сейсмотектоническая линия Советских Карпат совпадает с зоной Закарпатского (Пенинского) глубинного разлома, который установлен по комплексу геолого-геофизических исследований. К этому разлому приурочены очаги самых сильных землетрясений региона (7–8 баллов), и здесь же отмечается их высокая частота [12, 23, 3]. Закарпатский разлом разграничивает кору разной толщины: к северу от разлома она составляет 50–60, к югу — 25 км [28]. В зоне разлома отмечается максимальное значение градиента новейших движений. Амплитуда движений блоков земной коры (в первом случае поднятого, во втором — опущенного) достигает почти 4,5 км [9]; после складчатости на рубеже палеогена и неогена движения земной коры стали здесь развиваться в противоположных направлениях.

Расположение эпицентров внутри зоны Закарпатского разлома неравномерное. Это свидетельствует о сложном внутреннем строении и неодинаковой тектонической активности отдельных его участков. Наибольшая активность установлена в узлах пересечения его с поперечными (например, Латорицким, Боржавским и др.) и субмеридиональными (например, хребта Тупого) разломами. Активность участка разлома Перечин-Долгое является унаследованной, так как широкое развитие здесь получил неогеновый вулканизм, который относится к орогенному этапу развития Карпатской геосинклинали. Вулканическая деятельность в зоне разлома неоднократно возобновлялась, начиная от сармата и до левантина, причем магматические образования имеют разнообразный состав — от кислых до основных пород. Известны также проявления ультраосновного магматизма, базирующиеся на находках серпентинитов, что подтверждает глубинный характер Закарпатского разлома [8]. На участке разлома Долгое—Дубовое центры вулканических образований отсутствуют.

Повторными высокоточными нивелированиями установлено уменьшение контрастности СВДЗК за последние десятилетия на всем протяжении Закарпатского разлома. Так, если в 1882–1937 гг. складчатая область Карпат испытывала поднятие до 3 мм/год, а Центральная зона внутреннего прогиба опускалась со скоростью 1 мм/год, то в 1937–1972 гг. оба эти блока земной коры поднимались с разной интенсивностью [29]. С указанными интервалами времени совпадает и распределение сейсмической активности на исследуемой территории: в 1882–1937 гг. сильные землетрясения происходили чаще, в 1937–1972 гг. сейсмическая активность Закарпатья понизилась. Суммарная сейсмическая энергия для землетрясений первого периода составляет $1,3 \cdot 10^{21}$, а второго — $1,1 \cdot 10^{19}$ эрг [3]. Приведенные данные свидетельствуют о том, что сейсмичность региона может быть обусловлена дифференцированностью современных тектонических движений на границе этих двух крупных геоструктурных единиц, так как

последние отражают рост фоновых напряжений в земной коре. И действительно, среднегодовые значения фоновых напряжений для периода 1882—1937 гг. в два раза выше, чем для периода 1937—1972 гг.

По совокупности эпицентров землетрясений во внутреннем прогибе выделяется вторая крупная сеймотектоническая линия — Центральная, приуроченная к зоне плиоцен-плейстоценовых разломов (сбросов) [20, 34]. Она простирается от г. Ужгород через населенные пункты Мукачево, Хуст, Тячев до Сигета. Эта зона выделяется по геолого-геофизическим данным и является тектонической границей между продольными структурами прогиба Мукачево-Солотвинской и Чоп-Виноградовской, испытавшими в неогене движения разной амплитуды [9]. К Центральной зоне приурочены эпицентры землетрясений интенсивностью до 5—7 баллов. В районе населенных пунктов Тересва и Солотвино с этой зоной совпадают крупные гнезда очагов землетрясений.

Данные повторного нивелирования первого класса профиля Золочев — Львов — Бескид — Свалява — Мукачево (см. рис. 1) указывают на изменение темпа СВДЗК (до -0.5 мм/год) на границе Краевой (полностью перекрытой эффузивами) и Центральной зон Закарпатского прогиба (западнее Колчино). При повторном пересечении этих структур профилем повторного нивелирования первого класса Перечин — Ужгород — Чоп следует указать на современные подвижки вдоль плейстоценового сброса, проходящего в районе г. Ужгород: Выгорлат-Гутинский вулканический хребет характеризуется скоростью поднятий, которая на 0.5 мм/год выше, чем в прилегающей части прогиба. В юго-восточной части Закарпатского прогиба сейсмогенные узлы вблизи городов Хуст и Тересва также характеризуются локальными повышениями скорости СВДЗК, не превышающими 0.5 мм/год.

Вдоль южного борта прогиба прослеживается зона миоценовых разломов и погребенного вулканизма с изобилующими горстовыми поднятиями. В соответствии с данными ГСЗ ее относят к категории глубинных разломов и называют Припаннонским разломом. К ней приурочены эпицентры землетрясений 5—6 баллов, и по их совокупности это третья сеймотектоническая линия, имеющая простирание северо-запад — юго-восток [9, 20].

Конфигурация изосейст землетрясений 1965—1977 гг. [5, 24] интенсивностью до 6 баллов, происшедших вблизи г. Берегово, свидетельствует о вытянутой эллипсоидальной форме их очагов и о приуроченности их к определенным тектоническим элементам. Ими являются зона миоценовых разломов северо-западного простирания (Чоп-Береговская) и зона молодых, четвертичных, разрывных нарушений субмеридионального простирания, которые образуют Береговский сейсмогенный узел.

Трасса повторного нивелирования первого класса Чоп — Батево — Берегово — Виноградово идет непосредственно в зоне Припаннонского глубинного разлома, строго вдоль его простирания. Современная тектоническая активность Береговского сейсмогенного узла подтверждается инструментальными наблюдениями, которые свидетельствуют о неравномерном поднятии сопряженных блоков и, возможно, о том,

что выравнивание напряжений здесь происходит в результате смещения юго-восточного блока (Берегово—Вылок) кверху по отношению к северо-западному (Берегово—Батеву). Повторное нивелирование первого класса, проложенное через эпицентральной зону в 1966 г., показало [36], что полного выравнивания скорости СВДЗК после землетрясения 1965 г. не произошло. Сохранение установленной тенденции перемещений сопряженных блоков привело вновь к накоплению упругих напряжений, являющихся, по нашему мнению, непосредственной причиной землетрясения 1977 г.

С целью изучения современной тектонической активности и выделения аномальных подвижек (порядка 10^{-5} — 10^{-6}), обусловленных происходящими в зоне Закарпатского глубинного разлома землетрясениями, в 1977—1980 гг. в центральной и юго-восточной частях прогиба создана сеть профилей для производства многолетних (ежегодных) комплексных геодезических и геофизических наблюдений [30, 15]: Иршава—Долгое—Кушница, Хуст—Липча—Нижний Быстрый и Тересва—Дубовое—Усть-Черная.

На графиках скорости СВДЗК зона контакта внутреннего прогиба и складчатой области Карпат проявляется как зона растяжений. Ей соответствуют наиболее прогнутые части кривых скорости. По направлению к центральной части прогиба и Поркулецкой зоне складчатой области фиксируется относительное повышение скорости движений.

Проведенные исследования позволили провести районирование структур по обе стороны Закарпатского глубинного разлома по интенсивности временных изменений геодинамических параметров. Определяющей в их распределении является продольная зональность структурных элементов юго-западного склона Карпат и внутреннего прогиба.

Такая интерпретация СВДЗК на контакте Закарпатского прогиба и Складчатых Карпат подтверждается результатами изучения современных горизонтальных движений [31, 32]. При определении векторов линейных смещений пунктов триангуляции относительно сторон, расположенных в Чоп-Мукачевской впадине, наблюдается в целом одинаковое их распределение: векторы смещений в складчатой области Карпат ориентированы в северо-восточном направлении. Раздвижение крыльев разлома не превышает 1 см/год с ошибкой определения $\pm 0,4$ см/год. А это позволяет объяснить природу образования Выгорлат-Гутинской вулканической гряды.

Таким образом, можно считать установленным фактом общее поднятие в настоящее время Советских Карпат, прилегающих прогибов, а также краевой части платформы. Затем следует указать на неравномерность поднятия: Карпаты опережают окаймляющие их прогибы на 2—3 мм/год. Наиболее длительно поднятие развивается в Карпатах, наименее коротко — в Закарпатском внутреннем прогибе.

Разломы земной коры на кривых скорости СВДЗК отражены по-разному. Некоторые, как региональные, на границе платформы и передового прогиба, Внешней и Внутренней зон прогиба хорошо

выражены и подчеркивают блоковую структуру. В этом же плане можно говорить о сводовом поднятии горстовой Половининской зоны на юго-западном склоне Карпат. Однако на геодинамических кривых не отображена граница между Карпатами и Предкарпатским прогибом. Возможно, что причиной этого является крупный надвиг северного края Карпат. В соответствии с геодезическими данными скорость надвигания Внутренней зоны Предкарпатского прогиба на его Внешнюю зону достигает 2,3 см/год.

Как показано выше, тектоническая активность разрывных нарушений определяет наблюдаемую дифференциацию СВДЗК. Поскольку активность разрывов может угасать и возрождаться, то дифференциация современных тектонических движений определяется не всеми известными разломами, а лишь теми, которые и сейчас продолжают свое развитие. К ним приурочены и очаги фиксируемых в регионе землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов В.И. Сейсмоструктура западных областей Украины. Киев: Наук. думка, 1965. 56 с.
2. Благоволит Н.С., Горетов С.К., Филькин В.А., Филько В.А. Значение, методика и результаты геоморфологических исследований на геодинамических полигонах. Современные движения земной коры. М.: Наука, 1963. С. 134-141.
3. Бондаренко А.П., Костюк О.П., Процишин Р.С. и др. Результаты комплексных геодинамических исследований на Карпатском полигоне и смежных территориях. Тектоносфера Украины и других регионов УССР. Киев: Наук. думка, 1980. С. 66-76.
4. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н. Комплексная геофизическая модель Восточных Карпат. Геофиз. сб. АН УССР, 1978. № 83. С. 3-16.
5. Василенко Е.М., Иващук А.И., Бокун А.Н. и др. Береговское землетрясение 24 октября 1965 г. и его последствия. Сейсмичность Украины. Киев: Наук. думка, 1969. С. 91-102.
6. Волков Н.Г., Купраш Р.П., Пашенко В.П. Геоморфологическая оценка устойчивости реперов линий повторного нивелирования Крымского и Карпатского геодинамических полигонов. Докл. АН УССР. Сер. Б. 1982. № 11. С. 8-11.
7. Галушко Н.Я., Куренков Я.И., Фрунзе Ю.К., Халимовский М.А. Результаты исследований в массивах горных пород Львовско-Волынского и Донецкого угольных бассейнов. Напряженное состояние земной коры. М.: Недра, 1973. С. 120-127.
8. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. Под ред. В.В. Глушко, С.С. Круглова. М.: Недра, 1971. 343 с.
9. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. Киев: Наук. думка, 1964. 183 с.
10. Гофштейн И.Д. Неотектоника Западной Водыно-Подоллии. Киев: Наук. думка, 1979. 155 с.
11. Гофштейн И.Д., Сомов В.Г., Кузнецова В.Г. Вивчення сучасних рухів земної кори в Карпатах. Киев: Наук. думка, 1971. 128 с.
12. Евсеев С.В. Интенсивность землетрясений Украины. Сейсмичность Украины. Киев: Наук. думка, 1969. С. 32-55.
13. Карта новейшей тектоники Карпат. Масштаб 1:1 000 000. М.: М-геология СССР, 1971.
14. Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М. и др. Геодинамика Карпат. Киев: Наук. думка, 1985. 135 с.
15. Кузнецова В.Г., Мельничук М.И., Скибин Б.Л., Третьяк К.Р. Изучение современных движений земной коры в зоне Закарпатского глубинного разлома. Геология, картография и аэрофотосъемка. 1985. № 41. С. 46-50.
16. Кутас Р.И. Тепловое поле. Карпатский геодинамический полигон. М.: Сов. радио, 1978. С. 28-32.
17. Лишениберг Л.А. Проблема инженерно-геоморфологической оценки устойчивости геос-

- дезических знаков на линиях повторного нивелирования горных территорий // Комплексные геодинамические полигоны. М.: Наука, 1984. С. 14–20.
18. Материалы по глубинному строению и геологическому развитию Украинских Карпат и их платформенного обрамления. Под ред. В.В. Глушко, С.С. Круглова. Львов: М-во геологии УССР, 1980.
 19. Матцкова В.А. Утонченная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на западе европейской части СССР и некоторые соображения о периоде этих движений // Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 73–78.
 20. Мельничук М.И. О генетической связи сейсмических процессов с тектоникой Карпатского региона. Геофиз. журн. 1982. Т. 4, N 2. С. 34–41.
 21. Мешеряков Ю.А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений // Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 41–63.
 22. Павлов П.В., Радьо Т.В., Собакарь Г.Т., Сомов В.И. Проблемы изучения современных движений земной коры. Киев: Наук. думка, 1977. 168 с.
 23. Процишин Р.С., Костюк О.П. Сейсмичность // Карпатский геодинамический полигон. М.: Сов. радио, 1978. С. 32–36.
 24. Руденская И.М., Служа Н.Т., Скаржевичкий В.В. Закарпатское землетрясение 25. IX. 1977 г. Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны ЕССР СССР. Киев: Наук. думка, 1983. С. 59–71.
 25. Сагалова Е.А. К вопросу о сейсмическом районировании территории Буковины. Сейсмичность Украины. Киев, 1969. С. 70–80.
 26. Собакарь Г.Т., Сомов В.И., Кузнецова В.Г. Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий. Киев: Наук. думка, 1975. 128 с.
 27. Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины европейской части СССР. М.: Геодизиздат, 1958. 288 с. (Тр. ЦНИИГАиК; N 123).
 28. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Глубинная структура Советских Карпат // Карпатский геодинамический полигон. М.: Сов. радио, 1978. С. 8–19.
 29. Сомов В.И. Пространственные и временные изменения скорости современных движений земной коры в западной части Украины. Докл. АН СССР, 1974. Т. 214, N 4. С. 902–905.
 30. Сомов В.И. Изучение пространственно-временной структуры современных движений земной коры на Карпатском геодинамическом полигоне // Изучение современных движений земной коры на геодинамических полигонах. Прага, 1982. С. 90–122.
 31. Сомов В.И. О современных горизонтальных движениях земной коры на территории Западных и Восточных Карпат. Комплексные геодинамические полигоны. М.: Наука, 1984. С. 74–79.
 32. Сомов В.И., Рахимова И.Ш. Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур. Киев: Наук. думка, 1983. 114 с.
 33. Субботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 260 с.
 34. Хомченко В.Г. Глубинная будова Закарпатського прогину. Киев: Наук. думка, 1971. 230 с.
 35. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
 36. Юркевич О.И., Володеевский Б.И., Зяблюк Н.С. Повторное нивелирование Береговского землетрясения 24 октября 1965 г. Сейсмичность Украины. Киев: Наук. думка, 1969. С. 103–106.

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ИНДООКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Изучение современных зон столкновения континентов давно уже привело к выводу, что возникающая при этом деформация не только охватывает непосредственно зону коллизии, но и распространяется далеко в глубь сталкивающихся континентов. Наиболее впечатляющим примером является деформация юго-востока Евразии в ходе ее столкновения с Индостаном [31, 38]. От фронта коллизии в Гималаях деформация распространяется на тысячи километров к северу — до Байкала и Станового хребта, охватывая территорию Центральной и Средней Азии, Китая, Юго-Восточной Сибири. При этом в континентальной литосфере возникают как зоны сжатия, сопровождающиеся крупными орографическими поднятиями, так и зоны растяжения (рифты) и сдвиги. Весь регион характеризуется высокой сейсмичностью, причем очаги землетрясений, хотя и не всегда локализируются в узкие зоны, обычно маркирующие границы литосферных плит, но все же тяготеют к определенным поясам, что позволило разделить Юго-Восточную Азию на несколько микроплит [2]. Оставляя открытым вопрос о том, можно ли рассматривать отдельные блоки азиатской литосферы в качестве самостоятельных плит или деформация здесь носит "рассеянный", "нежесткий" характер, отметим, что континентальная литосфера безусловно способна передавать сжимающие напряжения на очень большие расстояния.

До последнего времени оставалось неясным, возможна ли подобная передача напряжений в океанической литосфере и как последняя ведет себя в условиях коллизии. Обычно принято считать, что столкновение континентов приводит к реорганизации границ наращивания и поглощения в океане. Это, конечно, справедливо. Неясно другое: может ли океаническая литосфера деформироваться на удалении от таких границ на больших площадях и какие структуры при этом возникают?

Ответ на этот вопрос может быть получен путем изучения структуры дна Индийского океана. Около 15 лет тому назад на севере Центральной котловины были выявлены молодые деформации, затрагивающие океаническую кору и осадочный чехол вплоть до верхов верхнего мела [16, 18]. В пределах Индо-Австралийской плиты, особенно в ее океанической части, была выявлена также высокая внутриплитовая сейсмичность [19, 36, 37 и др.], а в северной части Центральной котловины установлен повышенный тепловой поток [20, 41].

Неоднократно высказывалось предположение, что деформация Индо-Австралийской литосферы связана со столкновением Индостана с Евразией, с "заклиниванием" зоны субдукции в Гималаях [18, 19, 37, 36, 41 и др.]. Это предположение подтверждается анализом напряжений в теле литосферной плиты [15]. Вероятность значительной дефор-

мации внутри плиты давно уже предсказывалась теоретически при составлении глобальной модели мгновенной кинематики литосферных плит [30].

Большой вклад в изучение молодых деформаций Центральной котловины и Восточно-Индийского хребта внесли ученые Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. В ходе рейсов нис "Витязь", "Дмитрий Менделеев" и "Академик Курчатов" был собран детальный материал по морфологии структур, получены данные по строению осадочного чехла и океанической коры [1, 8—11]. В настоящее время накопленный материал позволяет подойти к общей оценке процесса, происходящего на северо-востоке Индийского океана.

Сейсмичность Индо-Австралийской плиты. Основным показателем внутриплитовой тектонической активности Индо-Австралийской плиты является высокая сейсмичность (рис. 1). Высокая концентрация эпицентров землетрясений отмечается в северо-восточной части плиты в полосе шириной 1400 км, охватывающей Бенгальский залив, северную часть Центральной котловины, северную часть Восточно-Индийского хребта, Кокосовую котловину. На юго-востоке к этой полосе иногда относят также Западную Австралию и прилегающие акватории [37]. По данным сейсмологических каталогов ISS, ISC и NOAA за период с 1907 по 1983 гг. в районе между срединно-океаническим хребтом и Зондским желобом на площади $25 \cdot 10^6$ км² зарегистрировано 350 землетрясений с $M \geq 4.5$, большая часть которых сосредоточена в указанной выше полосе. Для сравнения отметим, что на сопредельных участках срединно-океанического хребта и желоба за то же время зарегистрировано соответственно 290 и 750 землетрясений, причем их "плотность" (число событий на 100 000 км²) намного (в 7—80 раз) выше, чем во внутренней части плиты.

По первому впечатлению полоса высокой внутриплитовой сейсмичности подчинена фронту Зондской дуги, и это приводило к предположению о зарождении здесь новой зоны субдукции, параллельной Зондской [37]. На самом деле картина оказалась более сложной. Наиболее сильные землетрясения с $M \geq 6$ и $M \geq 7$ сосредоточены в основном в северной части Восточно-Индийского хребта (к северу от 10° ю.ш.) и в сопредельных частях Центральной и Кокосовой котловин. Сильные землетрясения концентрируются также в районе архипелага Чагос. Район с сильными землетрясениями охватывает Западную Австралию. Между двумя этими районами намечается обширное пространство с низкой или отсутствующей сейсмичностью, так что выделение единой сейсмичной зоны северо-западного — юго-восточного простирания неубедительно.

Сложность картины отчетливо вырисовывается при анализе механизмов в очагах землетрясений [19, 36, 37, 42]. Оказывается, что в северной части региона оси максимальных сжимающих напряжений ориентированы в большинстве случаев в северо-западном — юго-восточном направлении, а смещения в очагах имеют характер взброса или сдвига. Таковы, в частности, механизмы землетрясений в наиболее сейсмичной зоне северной части Восточно-Индийского хребта, где зарегистрировано крупнейшее из известных внутриплитовых

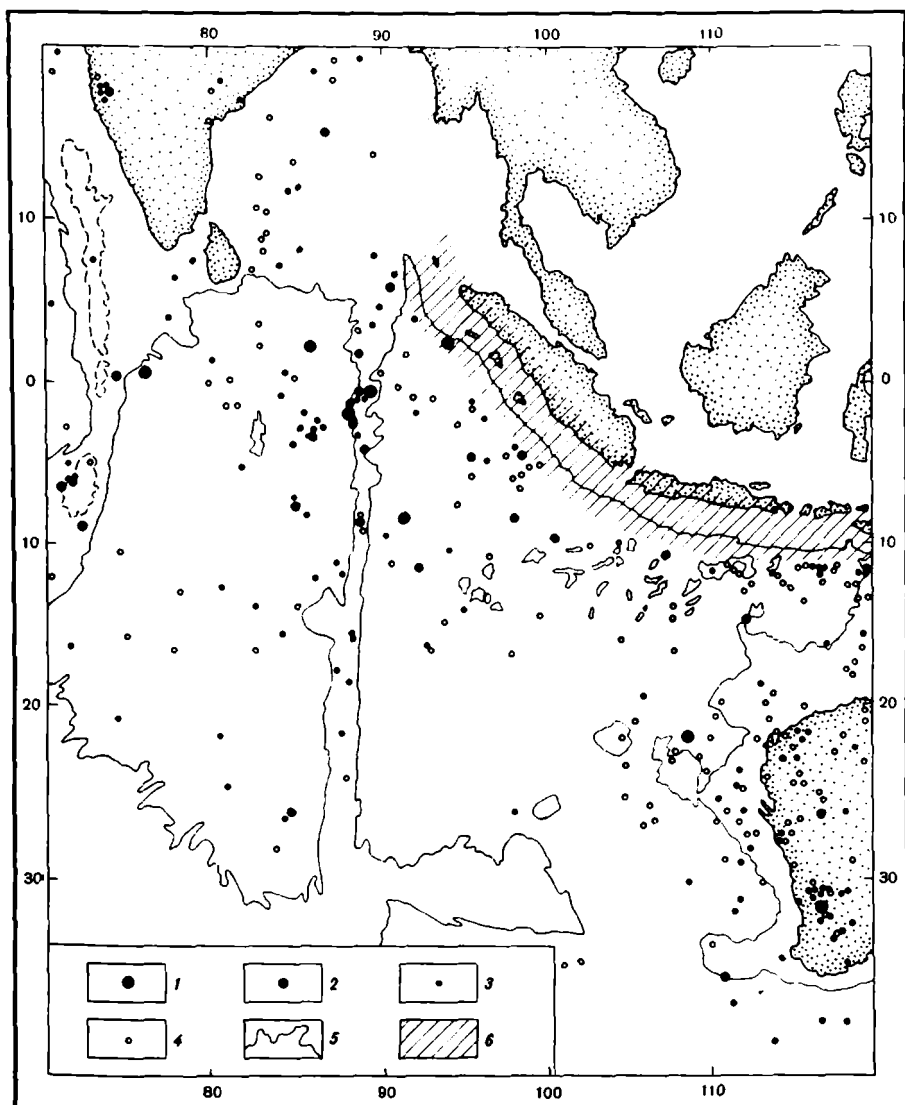


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений в восточной части Индийского океана [4]

Эпицентры землетрясений с M : 1 ≥ 7 ; 2 ≥ 6 ; 3 ≥ 5 ; 4 < 5 ; 5 — изобата 4 км; 6 — Зондская зона субдукции

событий с $M=7.7$. По-видимому, в западном направлении вектор максимального сжатия меняет направление на северо-восточное — юго-западное. Таким образом, на севере Центральной котловины и в Кокосовой котловине сжатие ориентировано не перпендикулярно, а параллельно Зондскому желобу. Анализ распределения эпицентров позволяет наметить здесь полосу повышенной сейсмичности с общим субширотным простираанием, протягивающуюся от Зондского

желоба через северную часть Восточно-Индийского хребта к Мальдивскому хребту [4, 25, 43]. Неясно, следует ли относить к этой полосе рой эпицентров архипелага Чагос, для которых в отличие от остальной территории характерны меридионально ориентированные векторы растяжения и механизм нормальных сбросов [42].

Высокую сейсмичность намеченной полосы подтверждают наблюдения с помощью донных сейсмографов, выполненные на севере Центральной котловины [11]. Частота слабых землетрясений оказалась здесь на порядок выше, чем в других котловинах Мирового океана.

Северная субширотная граница намеченной полосы проходит южнее Шри Ланки, примерно по 2° с.ш., а затем, по-видимому, подворачивает на северо-восток, пересекая Восточно-Индийский хребет. Далее полоса высокой сейсмичности прослеживается в Кокосовую котловину, где отмечаются как землетрясения, так, возможно, и молодые деформации. Их выявление здесь затруднительно, так как осадки Никобарского конуса моложе главной фазы деформаций, имевшей место в конце миоцена [14, 41]. Южная граница полосы распылчатая, можно лишь отметить, что сильные землетрясения не известны к югу от 10° ю.ш.

Расположенная южнее часть Центральной котловины также, по-видимому, характеризуется аномальной сейсмичностью. Отмечено, в частности, что частота внутриплитовых землетрясений в молодой литосфере (не старше 15—20 млн лет) в Индийском океане выше, чем в других океанах [13]. Подобные землетрясения обусловлены термоупругими деформациями в остывающей литосфере, а увеличение их числа в Индийском океане можно объяснить аномально напряженным состоянием Индо-Австралийской литосферы в целом.

Прежде чем перейти к описанию молодых структур Центральной котловины, целесообразно рассмотреть ее древний структурный план, которому, как будет показано, в значительной мере подчинена плиоцен-четвертичная деформация.

Пассивная окраина Индии и Шри Ланки. Индийский субконтинент и о-в Шри Ланка отделены от областей с океанскими глубинами крутым континентальным склоном (рис. 2). Между Шри Ланкой и Индией проходит рифтовая зона позднепалеозойского (гондванского) возраста, ограниченная сбросами северо-восточного простирания [23]. Прилегающая к континентальному склону глубоководная часть Бенгальского залива шириной до 300—400 км отделена от океана системой погребенных поднятий фундамента, имеющих на юге дугообразную, а на востоке линейную форму. На юго-западе в эту систему входит блок Коморинского хребта, на востоке — хребет Восемьдесят Пятого Градуса. Оба хребта характеризуются крутым склоном, обращенным к континенту, и более пологим океаническим склоном. Крутой склон образован, по-видимому, системой сбросовых ступеней. Интересно отметить, что в отличие от остальных асейсмичных поднятий Индийского океана хребет Восемьдесят Пятого Градуса характеризуется минимумом в региональном поле силы тяжести в свободном воздухе до -75 МГл [28].

Подножие континентального склона Индии и Шри Ланки марки-

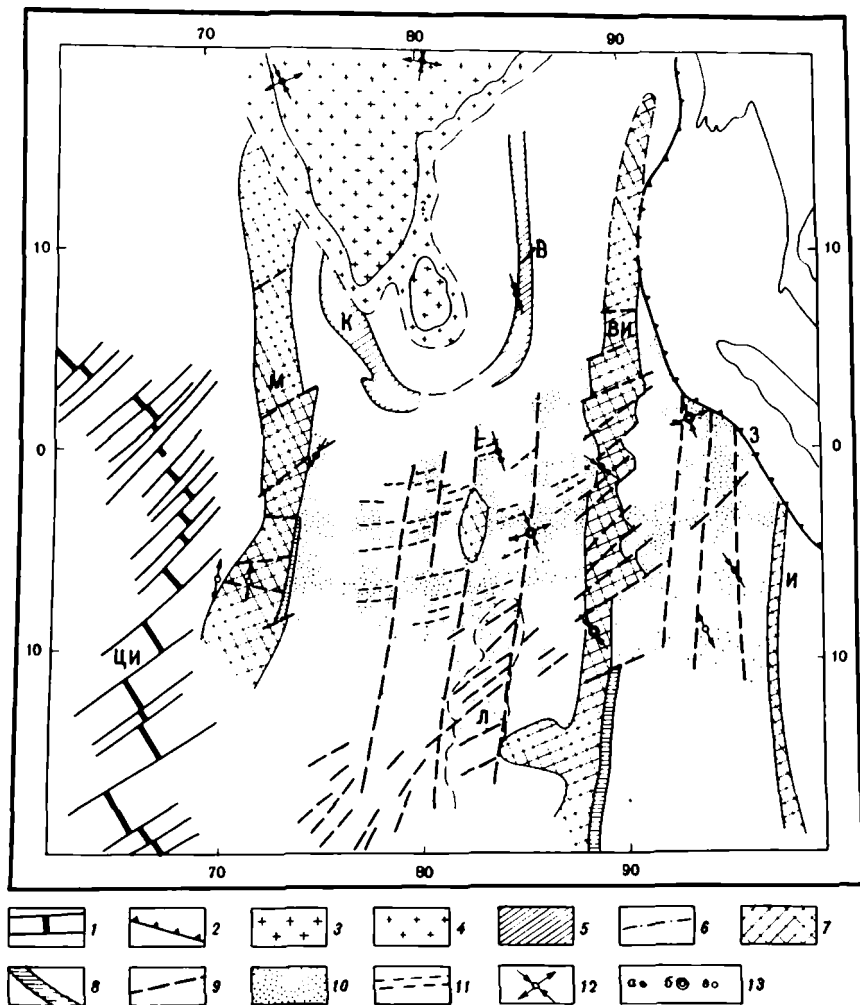


Рис. 2. Тектоническая схема северо-востока Индийского океана

1 - рифтовая зона срединно-океанического хребта и трансформные разломы; 2 - зона субдукции; 3 - кора Индийского субконтинента; 4 - тонкая континентальная кора пассивной окраины (?); 5 - краевое поднятие пассивной окраины; 6 - граница утолщенной континентальной коры; 7 - асейсмические хребты; 8 - желоб, связанный с трансформным разломом; 9 - разломы северо-восточного простирания, частично активизированные в плиоцен-четвертичное время; 10 - область распространения молодых деформаций; 11 - простирание молодых складок и взбросов; 12 - оси максимальных и минимальных сжимающих напряжений в очагах землетрясений; 13 - фокальные механизмы: а - взброс, б - сдвиг, в - сброс. Хребты: ЦИ - Центральноеиндийский, М - Мальдивский, ВИ - Восточно-Индийский, И - Инвестигейтор. К - Коморинский, В - Восемьдесят Пятого Градуса, Л - Ланка, З - Зондский желоб

руется резко выраженным линейным в плане минимумом силы тяжести в свободном воздухе и крупной отрицательной изостатической аномалией. По мнению Г. Кахле с соавторами [22], гравитационная аномалия отвечает границе континентальной и океанической коры, подобно тому, как это предполагалось Ф. Рабиновичем [34] для Атлантики. Детальные работы в Южной Атлантике показали, однако, что аномалия силы тяжести и сопутствующая ей магнитная аномалия находятся на границе неутоненной и сильно утоненной континентальной коры [12]. Если положение аномалии в рассматриваемом районе такое же, то, возможно, кора между Индией и Шри Ланкой с одной стороны и хребтами Восемьдесят Пятого Градуса и Коморинским с другой частично континентальной природы, а хребты в этом случае следует, скорее всего, рассматривать как массивные блоки континентальной коры, отколовшиеся от Индии на ранней стадии раскола Гондваны.

Подобного рода пограничная структура, включающая краевое поднятие (платформу), глубоководный бассейн с тонкой континентальной корой и континентальный склон, по-видимому, характерна для многих пассивных окраин, как современных, так и древних. В Северной Атлантике подобное строение наблюдается, например, к западу от Британского шельфа, где роль краевого поднятия принадлежит банке Роколл. Реконструкция пассивной окраины океана Тетис [24] обнаруживают аналогичную структуру, удивительно выдержанную на всем протяжении Альпийского пояса.

Древняя структура ложа Центральной и Кокосовой котловин. Как было показано в работе Дж. Склейтиера и Р. Фишера [35], разрастание океанического дна, подстилающего Центральную котловину, происходило из широтного спредингового хребта. На это указывает ориентировка магнитных аномалий с возрастом от 80 до 53 млн лет. Аномалии смещаются меридиональными зонами трещин следами трансформных разломов, морфологически выраженными в рельефе поверхности фундамента крутыми уступами. Высота уступов, расположенных в 150–200 км друг от друга, достигает 1 км, осадочная толща прислонена к ним, что подтверждает древность разломов. Меридиональные зоны трещин, сопровождающиеся уступами, характерны и для Кокосовой котловины, где они смещают короткие отрезки отмершего широтного спредингового хребта [26, 27].

С крупнейшими зонами меридиональных трещин связаны асейсмичные хребты: Мальдивский, Восточно-Индийский, Инвестигейтор. Данные глубоководного бурения на Восточно-Индийском хребте [17, 39] показывают, что он сложен вулканическими породами, близкими по возрасту к коре смежных участков глубоководных котловин. Предполагается, что хребты представляют собой вулканические цепи следы горячих точек (Маскаренской, Амстердам–Сен-Поль) на литосфере Индо-Австралийской плиты [29, 32, 33]. В этом случае приуроченность этих цепей к трансформным разломам остается не вполне объяснимой. Альтернативная версия предполагает разрастание вулканической цепи от места пересечения хребта с трансформ-

ным разломом, т.е. от участка повышенной проницаемости и активного вулканизма [35].

Другим важным структурным элементом ложа котловин являются разломы северо-восточного простирания. Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) в ходе маршрутных и полигонных съемок показало широкое развитие таких нарушений на Восточно-Индийском хребте [7]. Особенно отчетливо разломы северо-восточной ориентировки выражены в северной части хребта, где они разделяют линейное в целом поднятие на ряд отдельных диагональных блоков. На некоторых участках ложа Центральной котловины данная система разломов хорошо выражена в рельефе дна и разделяет поднятые и опущенные блоки фундамента. Подобная картина отчетливо наблюдается к западу от Восточно-Индийского хребта на хребте Ланка, а также в юго-западной части котловины, где отсутствует значительный осадочный покров (см. рис. 2).

В ряде случаев к разломам северо-восточного простирания приурочены отдельные эпицентры, а иногда — цепочки эпицентров землетрясений. Последнее особенно характерно для разломов, пересекающих Восточно-Индийский хребет (см. рис. 1). Это свидетельствует о современных движениях по разломам, однако заложение их относится к эпохе формирования фундамента котловины. В нескольких случаях наблюдается ориентированное расположение древних подводных гор вдоль разломов северо-восточного простирания. Такая цепь была обследована, в частности, в 31-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" в районе 1° ю.ш. между 84° и 85° в.д. Аналогичные цепи развиты и на хребте Ланка. Драгировки, выполненные в 31-м рейсе, показали, что горы сложены щелочными базальтами и представляют собой внутриплитовые вулканы. Древность вулканов, а следовательно, и контролирующих разломов, подтверждается тем, что они перекрыты мощной толщей осадков Бенгальского конуса выноса.

Происхождение разломов северо-восточного простирания остается невыясненным. Попытка определить их как трансформные разломы [7] несостоятельна. Геометрия спрединга для эпохи 80—53 млн лет назад установлена достаточно точно и вряд ли можно сомневаться в том, что трансформные разломы этого времени были меридиональными. Остается лишь допустить, что разломы связаны с какой-то ранней стадией деформации Индийской плиты, возможно, в ходе ее столкновения с островными дугами, имевшего место в раннем кайнозое.

По данным А.А. Попова, на Восточно-Индийском хребте и сопредельных участках котловин развита еще одна система разломов — северо-западного простирания и по этим разломам фиксируются новейшие движения сдвигового типа [6].

Плиоцен-четвертичные деформации. Наиболее четко молодые деформации выражены на севере Центральной котловины и в северной части Восточно-Индийского хребта (см. рис. 2). В первом приближении область развития четко выраженных деформаций отвечает полосе высокой сейсмичности, охарактеризованной выше. На севере

граница зоны деформаций в общем совпадает с дугообразной цепью поднятых блоков фундамента, маркирующих, как мы предполагаем, пассивную окраину Индии и Шри Ланки. В пределах самой окраины известно довольно много землетрясений с $M \geq 5$, так что, по-видимому, слабая деформация имеет место и там, но ее характер остается невыясненным. В южном направлении интенсивная деформация прослеживается не менее чем на 1000 км. Меридиан 80° в.д. пересекает отчетливый фронт деформаций примерно на 9° ю.ш., который отсюда протягивается в северо-восточном направлении к Восточно-Индийскому хребту [5]. К югу от фронтальной зоны интенсивность деформаций ослабевает и наблюдать их из-за малой мощности или отсутствия осадков все труднее. Тем не менее и здесь отмечаются небольшие смещения блоков фундамента и вышележащих осадков. Возможно, более интенсивные движения происходят вдоль омоложенных разломов северо-восточного простираения в районе хребта Ланка, где установлены отдельные землетрясения с $M \geq 5$.

Намеченная полоса интенсивных деформаций приходится на южную часть Бенгальского конуса выноса, где мощность осадочного чехла снижается до 1,5—2 км, а затем и до первых сотен метров. Анализ записей НСП показывает, что в деформацию вовлечена большая часть осадочного разреза, за исключением верхней, залегающей с резким угловым несогласием толщи, подошва которой датируется верхами верхнего миоцена или плиоценом [39]. В самой верхней толще при тщательном анализе сейсмограмм НСП намечается ряд слабых угловых несогласий, свидетельствующих о продолжающейся, но значительно более слабой деформации.

Выделяются два типа деформаций. К первому относятся сводовые поднятия (антиклинали) в породах фундамента шириной 100—200 км и высотой 1—1,5 км (рис. 3). Осадочный слой над этими поднятиями приподнят, так что они выражены в рельефе дна положительными сводообразными формами высотой до 500 м. Своды и крылья антиклиналей осложнены многочисленными крутопадающими разрывами, смещающими поверхность акустического фундамента на десятки—сотни метров (до 500 м). Над поднятыми блоками осадочные породы чехла флексурно изогнуты, возможно нарушены разрывами, образуют асимметричные антиклинальные складки, зачастую выраженные в рельефе дна. Записи НСП не дают возможности различить крутопадающие сбросы и взбросы, но, судя по механизму в очагах землетрясений, преобладают последние [41]. На крыльях антиклинальных поднятий взбросы обнаруживают противоположную вергентность, некоторые антиклинали обладают заметной асимметрией с более крутым и нарушенным южным или северным крылом. В целом структура напоминает складки фундамента на континентах — изгибы жесткого основания большого радиуса, сопровождающиеся раскалыванием пород фундамента и пассивной деформацией чехла.

Другой тип структур представлен зонами сближенных крутопадающих разломов в фундаменте (взбросов), над которыми, как и в первом случае, осадки резко изогнуты, образуют асимметричные складки (рис. 4). Ширина таких зон варьирует от десятков до 100 км и более.

Как было установлено в 31-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", различные типы структур резко сочленяются по древним меридиональным зонам трещин. Подобное сочленение хорошо видно на карте рельефа поверхности фундамента, составленной О. В. Левченко для района Центральной котловины между 3 и 6° ю.ш., 77,5 и 81,5° в.д. (рис. 5, см. вкл.). В западной части территории строение фундамента блоковое с общей вергентностью взбросов на юг, восточнее меридиональной зоны трещин вырисовывается крупный свод, осложненный взбросами (меридиональные профили НСП через эти структуры представлены на рис. 3, 4).

Подобного рода соотношения говорят о дифференцированном характере деформации внутри отдельных меридиональных блоков литосферы, а это приводит к выводу о смещениях вдоль древних зон разломов.

Помимо двух главных типов структур, выделяются промежуточные разновидности: резко асимметричные своды или полусводы, также осложненные взбросами. Следует отметить, что углы падения крыльев таких сводов не превышают 0,5—1°, а наклоны слоев в крыльях складок в осадках 3—5°. Более крутые наклоны, возможно, существуют в непосредственной близости к взбросам.

В поперечном сечении полосы деформаций выделяется 3—4 антиклинальных поднятия или зоны сближенных взбросов (рис. 6, см. вкл.). Горизонтальное сокращение коры за счет изгиба большого радиуса крайне незначительно (первые десятки, может быть сотни метров). Гораздо большее сокращение возникает за счет смещения блоков по крутым разломам. При смещении по взбросу с углом падения плоскости сместителя 60° и вертикальной амплитудой 100 м (средняя амплитуда) происходит сокращение поверхности на 57 м. В поперечном сечении полосы деформаций по 80° в.д. выделяется не более 100 взбросов с подобными параметрами. При этом величина сокращения с учетом изгиба составляет 6—6,5 км, а средняя скорость деформации за 5 млн. лет — 0,12—0,13 см/г.

Оrientировка полосы деформаций прекрасно соответствует теоретическому предсказанию, полученному при глобальной увязке мгновенной кинематики литосферных плит [30]. Согласно расчету, внутри Индийской плиты может существовать зона сокращения литосферы с вектором сжатия, ориентированном в северо-западном — юго-восточном направлении, т.е. поперек намеченной полосы. По мнению американских исследователей [41], в пологие складки, возможно, вовлечена вся литосфера. По их расчетам эффективная мощность упругой плиты, способной давать изгибы с длиной волны 160 км, равна 12 км.

Весьма вероятно, что кора деформируется дисгармонично по отношению к мантии. Возможность существования поверхности срыва в основании океанической коры была недавно продемонстрирована на примере Бразильской котловины Атлантики [3]. При изгибании океанической литосферы именно на этой поверхности (поверхность М?) может происходить проскальзывание, подобное межсложным проскальзываниям в обычных складках. Предположение находит

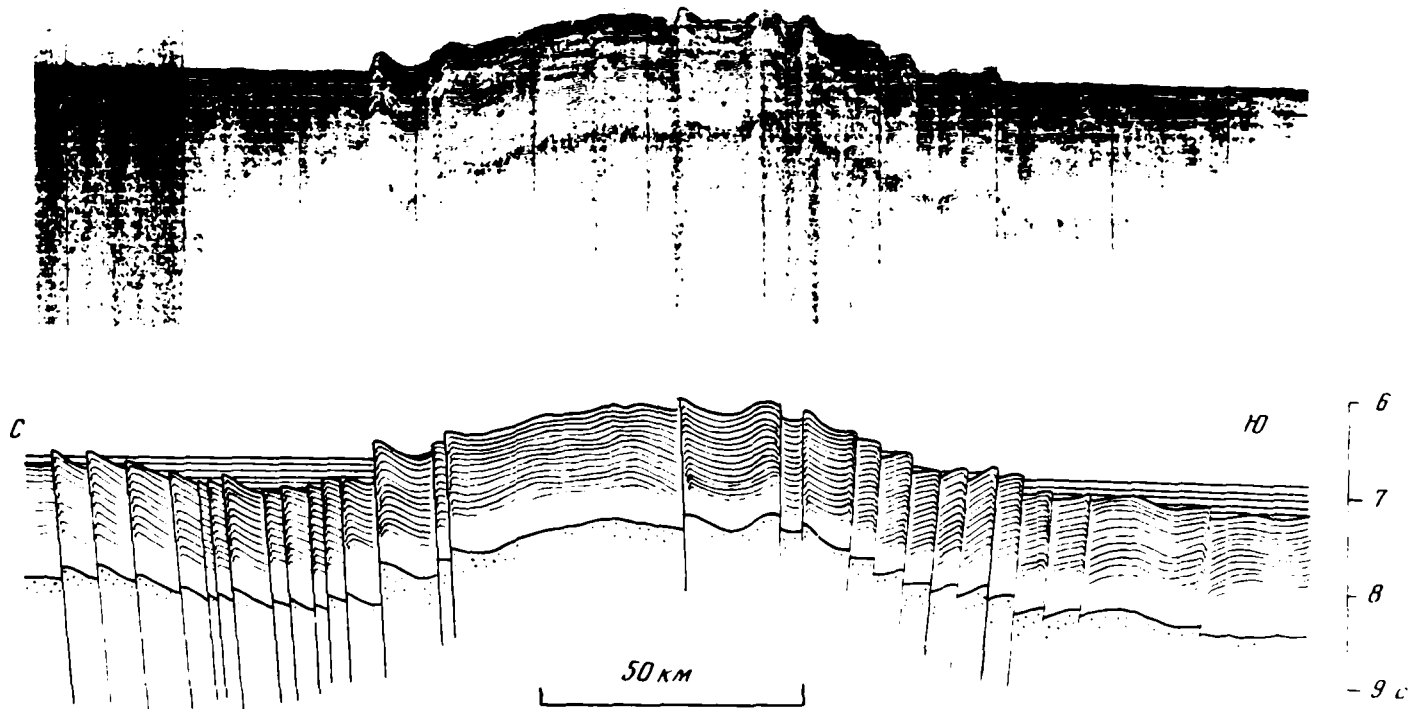


Рис. 3. Сводовое поднятие, осложненное взбросами. Вверху фрагмент профиля НСП 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" Внизу интерпретация профиля

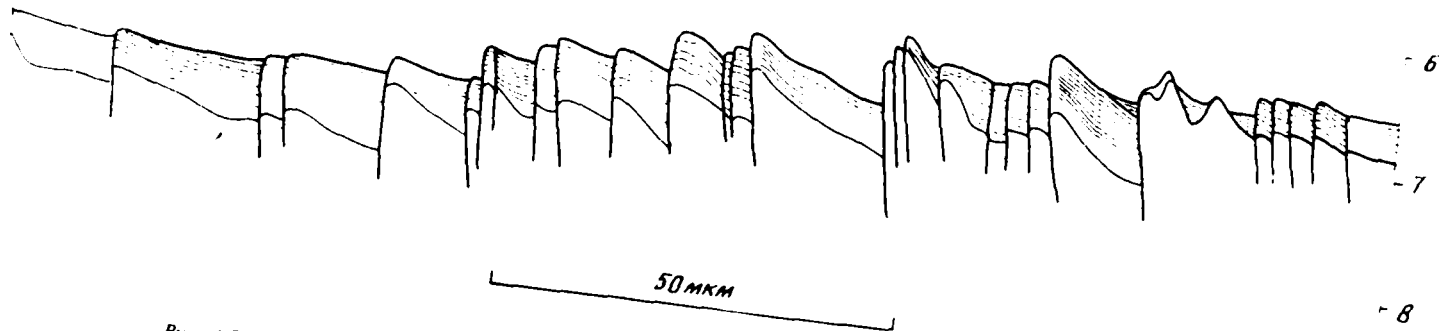


Рис. 4 Зона сближенных взбросов. Вверху фрагмент профиля НСП 58-го рейса лис "Витязь" Внизу интерпретация профиля

подтверждение в характере аномалий теплового потока, достигающего в отдельных точках на севере Центральной котловины 200 мВт/м^2 . По мнению американских исследователей [20], источник дополнительного тепла неглубокий. С нашей точки зрения, этот источник может быть связан с диссипацией энергии на глубинной поверхности скольжения.

Особо следует рассмотреть деформации северной части Восточно-Индийского хребта. Морфология хребта резко изменяется примерно на 7° ю.ш. Южнее хребет имеет простую линейную форму с крутым восточным склоном, параллельно которому протягивается глубокий желоб. К северу от 7° ю.ш. хребет состоит из отдельных кулисно расположенных сегментов-блоков, имеющих северо-восточное простирание. По данным НСП блоки ограничены разломами, смещающими не только фундамент, но и осадки. В южной части хребта поперечные разломы северо-восточной ориентировки также широко развиты [7, 9], но молодые подвижки по ним южнее 9° ю.ш. не отмечаются. Современные движения по разломам отражены в распределении эпицентров землетрясений: в ряде случаев ($1-2$ и 9° ю.ш.) эпицентры группируются в цепочки северо-восточного простирания, совпадающие с зонами разломов [4, 25]. Судя по ориентировке максимальных сжимающих напряжений в очагах землетрясений, смещение по разломам должно иметь характер взброса или взбросо-сдвига.

Таким образом, в нашей интерпретации специфическая структура северной части хребта связана с молодой деформацией, с омолаживанием древних разломов океанического фундамента и превращением их в современные взбросы. Мы имеем здесь, очевидно, продолжение зоны интенсивных деформаций, выделенной на севере Центральной котловины, однако характер молодых структур на Восточно-Индийском хребте иной. Последнее связано, вероятно, со спецификой субстрата: на хребте мощность океанической коры значительно больше, чем в котловине, что препятствует образованию изгибов большого радиуса. Повышенный уровень современной сейсмичности хребта (здесь концентрируется большинство сильных землетрясений) может быть связан с тем, что его северная оконечность уже столкнулась с Зондской дугой, и это создает в массивном теле хребта дополнительные напряжения.

Тектонические гипотезы. Для объяснения внутриплитовой деформации в Индийском океане были предложены различные гипотезы. Уже упоминалась гипотеза Л. Сайкса [37] о зарождении новой зоны субдукции параллельно Зондскому желобу (рис. 7, а). В свете современных данных об ориентировке структур и сжимающих напряжений на севере Центральной котловины и Восточно-Индийском хребте эта гипотеза должна быть оставлена: деформации сжатия ориентированы здесь не параллельно, а перпендикулярно Зондской зоне субдукции.

С. Штейн и Е. Окал [36] предположили, что в настоящее время происходит разделение Индо-Австралийской плиты с образованием сдвиговой границы вдоль Восточно-Индийского хребта (см. рис. 7, б). По мнению этих исследователей, движение Индии на север блокиро-

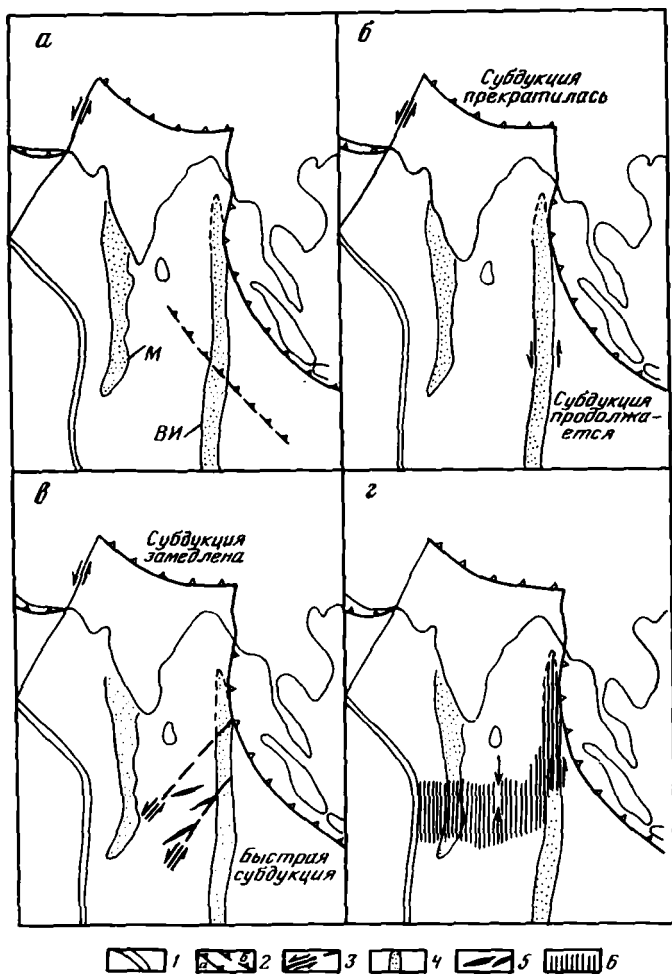


Рис. 7. Различные гипотезы о происхождении молодых деформаций

1 — ось срединно-океанического хребта; 2 — зона субдукции; а — существующая, б — зарождающаяся; 3 — сдвиг; 4 — асейсмичный хребет; 5 — складки; 6 — полоса деформаций

вано, тогда как австралийская часть плиты еще поглощается в Зондской зоне субдукции. Это и приводит к левому сдвигу по Восточно-Индийскому хребту. Количество сейсмической энергии, выделяющейся в северной части хребта, эквивалентно, по мнению С. Штейна и Е. Окала, сдвигу со скоростью 2 см/г.

Как было показано выше, сейсмическая активность на Восточно-Индийском хребте угасает к югу от 10° ю.ш. Таким образом, намеченная трансформная граница не имеет продолжения, и это сразу же ставит схему С. Штейна и Е. Окала под сомнение. Более того, в северной части хребта активными являются поперечные кулисно расположенные разломы северо-восточной ориентировки — взбросы

или взбросо-сдвиги. Такое расположение разломов не отвечает структурному рисунку левого сдвига, а скорее, могло бы говорить о правом сдвиге, что лишает смысла все построение.

О.В. Левченко с соавторами [5] рассмотрели модель, в соответствии с которой торможение индийской части плиты в Гималаях приводит к образованию крупных левых сдвигов северо-восточной ориентировки в Индийском океане (см. рис. 7, в). Складки фундамента на севере Центральной котловины при этом рассматривались как присдвиговые. Слабым местом гипотезы является недоказанность левых сдвигов в рассматриваемой части Индийского океана. Хотя современная активизация разломов северо-восточного простирания не вызывает сомнения, крупные сдвиговые перемещения по ним нигде не фиксируются. Это особенно четко видно на Восточно-Индийском хребте, где отдельные блоки не сдвинуты заметно относительно друг друга.

Д. Винс с соавторами [42, 43], проанализировав сейсмичность северной части Центральной котловины, а также Лаккадивского и Восточно-Индийского хребтов, предложили интерпретацию структуры региона в жестких рамках тектоники плит (см. рис. 7, г). Они выделяют полосу высокой сейсмичности, примерно совпадающую с полосой деформаций, выделенной в настоящей работе, и интерпретируют ее как "диффузную" границу между Австралийской и Индо-Аравийской плитами (движения между Индией и Аравией по разлому Оуэн эти авторы считают ничтожно малыми). Полюс вращения для выделенной пары плит помещен несколько восточнее архипелага Чагос, что позволяет объяснить происходящую в этом районе смену сжатия растяжением. Северная часть Восточно-Индийского хребта рассматривается в качестве трансформной границы между Зондским желобом и "диффузной" границей. Данная схема хорошо объясняет отсутствие тектонической активности в южной части Восточно-Индийского хребта.

В то же время схема содержит ряд существенных невязок и противоречий: 1) полоса высокой сейсмичности, возможно, прослеживается к востоку от Восточно-Индийского хребта в Кокосовую котловину [41], Ф. Боулс с соавторами [14] допускают, что эта сейсмичность там может быть частично связана с внутриплитовой деформацией; 2) как было показано выше, предположение о левом сдвиге вдоль Восточно-Индийского хребта не вяжется с наблюдаемой структурой; 3) если считать Восточно-Индийский хребет трансформной границей, то соответствующий полюс вращения следует искать на пересечении Гринвичского меридиана и экватора (трансформный разлом совпадает с 90° в.д.), а не вблизи архипелага Чагос, как это делают цитированные авторы.

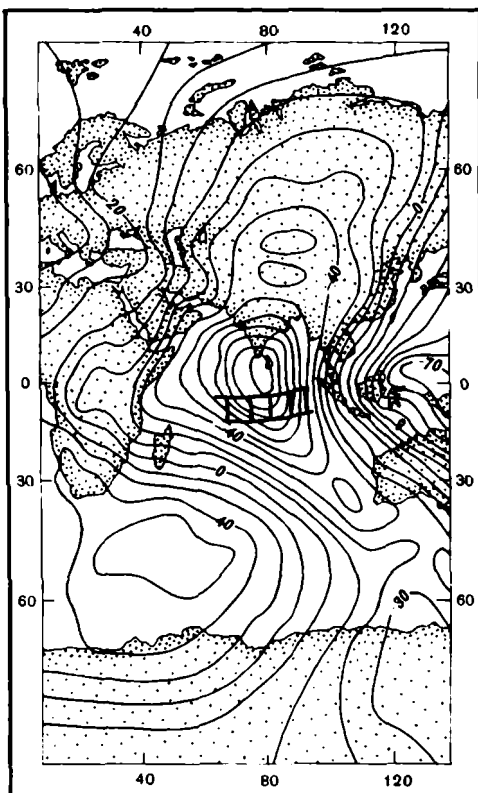
Противоречия этой и некоторых из упоминавшихся выше схем объясняются, с нашей точки зрения, невозможностью применения "жестких" тектонических схем к деформации, происходящей в настоящее время в Индо-Австралийской плите. По сути своей эта деформация является рассеянной, внутриплитовой, так что плита в целом не может рассматриваться как жесткая. Действительно, на северо-

Рис. 8. Индоокеанский минимум геоида и полоса молодых деформаций (заштрихована). Модель геоида GFM8, сечение рельефа через 10 м. Цитируется по [40]

востоке Индийского океана деформации наблюдаются в области размерами $2,5 \times 1,5$ тыс. км, наиболее сильные деформации идут в полосе не менее 1000 км шириной. К этому нужно добавить, что деформация идет также на огромной территории Западной Австралии и прилежащих акваторий, где ее природа остается малоизученной. Выделить какие-либо отчетливые границы, расчленяющие Индо-Австралийскую плиту, представляется нам невозможным.

Вместе с тем не вызывает сомнения, что наиболее сильные современные деформации сосредоточены в океанической части плиты к югу от пассивной окраины Индии и Шри Ланки (см. рис. 2). Здесь образуются складки фундамента большого радиуса, на крыльях антиклинорных структур формируются взбросы с вергентностью в сторону сопредельных синклиналей.

Общая конфигурация структуры контролируется древними разломами меридионального и северо-восточного направления. В целом в характере деформаций улавливается некоторое сходство с деформацией континентальной литосферы Азии: там тоже происходят оживление древних швов, образование крупных сводовых поднятий, осложненных взбросами и надвигами с вергентностью в сторону смежных прогибов. Нельзя исключить, что в будущем в обстановке нарастающего сжатия во фронтальных частях поднятий в Центральной котловине могут возникнуть глубинные сколы в океанической литосфере и сформироваться новая зона субдукции. Такое развитие тем более вероятно, что зона поддвига в Гималаях закинена Индийским субконтинентом, и можно ожидать образования новой зоны субдукции в его тылу. Сходное развитие не раз имело место в прошлом, например в ходе эволюции океана Тетис, когда отдельные микроконтиненты (фрагменты Гондваны) причленились к активной окраине Евразии, блокируя зоны субдукции. Обычно в таких случаях новые зоны поддвига возникали в тылу столкнувшихся континентальных масс, на их пассивной окраине, например столкновение Ирана с Евразией.



зией и "перескок" зоны субдукции на его юго-западную окраину.

Следует отметить, что полоса деформаций на севере Индийского океана пространственно близка к центру крупнейшего минимума силы тяжести и крупнейшей депрессии поверхности геоида (рис. 8) [21]. Природа этих аномалий остается невыясненной. Нельзя исключить, что создающий их дефицит масс может быть обусловлен нисходящим конвективным потоком, хотя это предположение не подтверждено пока расчетами. Выявление возможной связи деформаций литосферы с депрессией поверхности геоида остается первоочередной задачей дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана / Под ред. П.Л. Безрукова, Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1981. 255 с.
2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии // Геолого-геофизические и подводные исследования оз. Байкал. М., 1979. С. 157–203.
3. Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р. и др. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // Геотектоника. 1986. № 2. С. 46–55.
4. Левченко О.В. Аномальная внутриплитовая сейсмичность на северо-востоке Индийского океана. М.: ВИНТИ, 1985. 42 с.
5. Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. № 1. С. 15–23.
6. Лютая Л.М., Попов А.А. Гравитационные аномалии и сейсмический фундамент северной части Восточно-Индийского хребта // Тез. докл. 2-й Тихоокеан. шк. по морской геологии и геофизике. Южно-Сахалинск, 1985. С. 49.
7. Милановский В.Е. Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 15 с.
8. Непрочнов Ю.П. 31-й рейс нис "Дмитрий Менделеев" // Океанология. 1985. Т. 25, вып. 2. С. 361–365.
9. Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Шрейдер А.А. и др. Строение Восточно-Индийского хребта по данным комплексных геофизических исследований // Там же. 1979. Т. 19, вып. 4. С. 644–657.
10. Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н., Семенов Г.А. и др. Новые данные о строении дна восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 5. С. 1190–1193.
11. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Покрышкин А.А. и др. Новые данные о строении земной коры и сейсмичности котловин Атлантического и Индийского океанов // Там же. 1986. Т. 290, № 6. С. 1448–1453.
12. Austin J.A., Uchupi E. Continental-oceanic crustal transition off Southeast Africa // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 6, № 9. P. 1328–1347.
13. Bratt S.R., Bergman E.A., Solomon S.C. Thermoelastic stress as a cause of earthquakes in young oceanic lithosphere // Abstr. 1985. Geodyn. Symp. Intraplate deformation: characteristics, processes and causes. College Station: Tex. A and M Univ., 1985.
14. Bowles F.A., Ruddiman W.F., Jahn W.H. Acoustic stratigraphy, structure and depositional history of the Nicobar Fan, Eastern Indian ocean // Mar. Geol. 1978. Vol. 26, № 2. P. 269–288.
15. Cloetingh S., Wortel R. Regional stress field and mechanics of deformation of the Indo-Australian plate // Abstr. 1985. Geodyn. Symp. Intraplate deformation: characteristics, processes and causes. College Station: Tex. A and M Univ., 1985.
16. Curran J.R., Moore D.G. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 563–572.
17. Davies T.A., Luyendyk B.P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off., 1974. Vol. 26. 1129 p.

18. *Eittreim S.L., Ewing J.* Mid-plate tectonics in the Indian ocean // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77, N 32. P. 6413—6421.
19. *Fitch T.J., Warthington M.N., Everingham I.B.* Mechanisms of Australian earthquakes and contemporary stress in the Indian ocean plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 18. P. 345—356.
20. *Geller C.A., Weissel J.L., Anderson R.N.* Heat transfer and intraplate deformation in the Indian ocean // *J. Geophys. Res.* B. 1983. Vol. 88, N 2. P. 1018—1032.
21. *Kahle H.G., Chapman M., Talwani M.* Detailed $1^\circ \times 1^\circ$ gravimetric Indian ocean Geoid and comparison with GIOS-3 radar altimeter geoid profiles // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 55. P. 703—720.
22. *Kahle H.G., Naini B.R., Talwani M., Eldholm O.* Marine geophysical study of the Comorin Ridge North Central Basin // *J. Geophys. Res.* B. 1981. Vol. 86, N 5. P. 3807—3814.
23. *Katz M.B.* Sri Lanka in Gondwanaland and the evolution of the Indian ocean // *Geol. Mag.* 1978. Vol. 115, N 4. P. 237—244.
24. *Kazmin V.G., Ricou L.-E., Sborshikov I.M.* Structure and evolution of the passive margin of Eastern Tethys // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 153—179.
25. *Levchenko O.V.* New tectonic aspect of intraplate seismicity in the NE Indian ocean // *Abstr. 1985 Geodyn. Symp. Intraplate deformation: characteristics, processes and causes.* College Station: Tex. A and M Univ., 1985.
26. *Liu C.S., Curray J.R., McDonald J.M.* New constrains on the tectonic evolution of the Eastern Indian ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 65. P. 331—342.
27. *Liu C.S., McDonald J.M., Curray J.R.* A fossil spreading ridge in the Northwestern Warton Basin (abstract) // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union.* 1982. Vol. 63. P. 448.
28. *Liu C.S., Sanduelli O.T., Curray J.R.* The negative gravity field over the 85° E ridge // *J. Geophys. Res.* B. 1982. Vol. 87, N 9. P. 7673—7686.
29. *Luyendyk B.P.* Deep-sea drilling on the Ninety East Ridge: Synthesis and a tectonic model // *Indian ocean, geology and stratigraphy* / Ed. J.R. Heirtzler et al. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1977. P. 165—187.
30. *Minster J.B., Jordan T.H.* Present-day plate motions // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. P. 5331—5354.
31. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science.* 1975. Vol. 189. P. 419—426.
32. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. Vol. 56, N 2. P. 203—213.
33. *Peirce J.W.* The northward motion of India since the Late Cretaceous // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 52. P. 277—311.
34. *Rabinowitz P.D.* Geophysical study of the continental margin of Southern Africa // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87. P. 1643—1653.
35. *Sclater J.G., Fisher R.L.* Evolution of the East Central Indian ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // *Ibid.* 1974. Vol. 85. P. 683—702.
36. *Stein S., Okal E.A.* Seismicity and tectonics of the Ninetyeast Ridge area: evidence for internal deformation of the Indian Plate // *J. Geophys. Res.* B. 1978. Vol. 83, N 5. P. 2233—2245.
37. *Sykes L.R.* Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia // *Ibid.* 1970. Vol. 75. P. 5041—5055.
38. *Tapponier P., Peltzer G., Lw Dain A.Y. et al.* Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // *Geology.* 1982. Vol. 10. P. 611—616.
39. *Von der Borch C.C., Sclater J.G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off. 1974. Vol. 22. 883 p.
40. *Wagner C.A., Lerch F.J., Brownd J.E., Richardson J.A.* Improvement in the geopotential derived from satellite and surface data (GEM7 and 8); // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 901—914.
41. *Wiens D.* Historical seismicity near Chagos: a complex deformation zone in the Equatorial Indian ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 76, N 3/4. P. 350—360.
42. *Wiens D., De Mets Ch., Gordon R.G. et al.* A diffuse plate boundary model for Indian ocean tectonics // *Geophys. Res. Lett.* 1985. Vol. 12, N 7. P. 429—432.
43. *Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A.* Deformation of the Indo-Australian plate // *Nature.* 1980. Vol. 287. P. 284—291.

Ю.А. Косыгин, Л.А. Маслов

ВЛИЯНИЕ ПРИЛИВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НА ТЕКТЕНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Закономерное чередование движений — ритмичность наблюдается во всех сферах Земли — в ее газовой, водной и твердой оболочках.

Ритмичность современных тектонических движений позволяет применять для их описания аппарат волновой механики и рассматривать с этой позиции тектонические волны. С таких "волновых" позиций уже изучались современные движения земной коры. Так, В.В. Ламакин [9] еще в 1960 г. отмечал движения земной поверхности, распространяющиеся в виде волн, идущих параллельно друг другу от юго-восточного к северо-западному берегу Байкала.

В.И. Синюков [12] получил данные о существовании в Сихотэ-Алинской складчатой области тектонических волн, зафиксированных в строении и развитии осадочных бассейнов мезозоя. Отметим также теоретические работы В.Н. Николаевского [10], В.А. Дубровского [5] и др.

Тектонические волны, так же как и любые другие, характеризуются длиной, периодом (или частотой), скоростью распространения, амплитудой и другими параметрами. Периоды этих волн могут составлять десятки, тысячи и миллионы лет, а скорости распространения — варьировать от нескольких сантиметров до десятков километров в год. Из этих данных мы можем определить длину волн в сотни и тысячи километров и их частоту в пределах 10^{-9} - 10^{-16} Гц.

Хорошо известны более быстрые тектонические волны с длиной около 20 тыс. км, скоростью распространения 1700 км/час и частотой 10^{-5} Гц, т.е. в миллионы раз большей частоты упомянутых в начале медленных тектонических волн. Эти движения обладают строгой регулярностью. Речь идет о приливах твердой Земли, которые имеют отчетливо выраженный упругий характер. Ограничимся рассмотрением именно этого типа современных движений земной поверхности.

Отметим, что не исключена возможность наличия хотя бы очень небольшой упругой компоненты у обычных современных тектонических волн. Но если рассматриваемые движения несомненно связаны с воздействием Луны, то генезис более медленных низкочастотных движений может быть более сложным и в значительной степени определенным внутриземными процессами. Но и здесь не исключена хотя бы в ничтожной мере связь с дальними космическими воздействиями, роль которых в истории Земли привлекала и продолжает привлекать внимание многих ученых. Напомним работы Б.Л. Личкова [8], М.В. Стоваса [14], А.В. Долицкого [4]. Б.Л. Личков изменения структуры литосферы объяснял действием приливных волн океанических вод, т.е. воздействием гидросферы на литосферу. М.В. Стовас причины тектонических движений искал в изменениях скорости

вращения Земли и соответствующей перестройке ее формы (изменении сжатия). А.В. Долицкий перестройку структурных тектонических планов связывает с изменением положения географического полюса и ротационного режима планеты. Изменение скорости суточного вращения Земли представляет собой периодический процесс, представленный сезонным, годовым и другими циклами. Эти циклы определяют периодичность современных движений, тектонические следствия которых рассматривали М.В. Стовас и А.В. Долицкий. Однако само вращение Земли является источником регулярных циклических движений и связанных с ними тектонических процессов.

При движении Земли в неоднородном гравитационном поле, создаваемом Солнцем, Луной и планетами, в ней возникают напряжения и деформации, распределение которых носит очень сложный характер. Наибольшие амплитуды и скорости приливных движений определяются секториальной компонентой лунных приливов. Секториальная функция имеет в качестве узловых линий, т.е. линий обращения функций в нуль, только меридианы, расположенные на 45° по обе стороны от меридиана возмущающего тела (Луны). Эти линии делят сферу на четыре сектора, в которых функция поочередно принимает положительные и отрицательные значения (рис. 1). Области, где функция положительная, являются областями прилива, т.е. положительных смещений земной поверхности. Отрицательные области — это области отлива.

Секториальная компонента лунных приливов представляет собой волну смещений, период которой равен 12 ч, бегущую все время в западном направлении, т.е. в обратном по отношению к вращению Земли. Вертикальные приливные смещения достигают максимальных значений в приэкваториальной области — примерно 50 см. В приполярных областях эти смещения близки к нулю. Экваториальные же (максимальные) значения вертикальной скорости приливных смещений — 4 см/час.

При движении приливной волны ее максимум достигается не в плоскости меридиана возмущающего тела, а с некоторым запаздыванием, которое составляет для твердой Земли примерно 1° (рис. 2). Запаздывание приливной волны показывает, что материал Земли не идеально упругий даже для времен воздействия приливных нагрузок. Из-за запаздывания развития приливного горба в Земле возникают незначительные пульсирующие, но знакопостоянные тангенциальные усилия, действующие в одном, т.е. западном, направлении в течение всего времени существования планеты. В планете развиваются малые, но необратимые и накапливающиеся деформации, реализующиеся в однонаправленном (западном) смещении верхних земных слоев относительно нижних. Теоретические расчеты таких смещений приведены в работе Р. Бострома [15].

В экспериментах новосибирских исследователей группы Е.И. Шемакина [1] приливная деформация имитировалась путем вращения гибкого цилиндра, заполненного сыпучей или жидкой массой, в жестком статоре с эллиптическим внутренним сечением, что приводило к значительным горизонтальным перемещениям среды. В этом можно

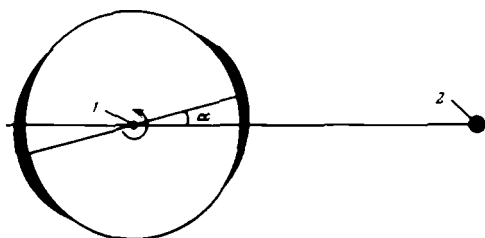
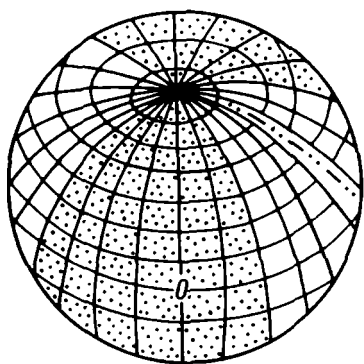


Рис. 1. Площадное распространение положительных (1) и отрицательных (2) значений лунно-приливных составляющих относительно лунного меридиана (3)

Рис. 2. Схема, показывающая положение приливного горба при запаздывании деформаций по отношению к деформирующим напряжениям

1 — полюс; 2 — Луна

усмотреть аналогию с описанным нами механизмом и косвенное подтверждение возможных крупных горизонтальных перемещений земных масс (рис. 3).

Движение земных оболочек, индуцированное лунными приливами, имеет явно выраженную географическую зональность. Максимальные скорости западного смещения должны наблюдаться в приэкваториальных областях, а минимальные или нулевые — в полярных.

Оценка скорости западного движения и распределение ее по радиусу Земли и широтам зависит от модели, принятой исследованием. Например, в основу могут быть положены представления, что движения эти совершаются на уровне только астеносферы, или же только коро-мантийной границы, или же нескольких границ. Западное смещение может быть также рассеяно по толщам пород.

Отметим в связи с этим работу Л.В. Булиной [2], а также работу Т. Нельсона и П. Темпла [16], в которых даны геологические доказательства западного смещения. Скорости таких тангенциальных движений могут достигать нескольких сантиметров в год, а накопление напряжений происходит со скоростью сотен бар в миллион лет. Отсюда возникает непосредственная возможность преобразования энергии приливов в тектоническую энергию. Накапливающиеся в больших объемах напряжения действуют одновременно и однонаправленно. Суммирование этих напряжений приводит к возникновению больших усилий, способных вызвать значительные тангенциальные смещения. Накапливаемые напряжения в результате действий такого механизма могут быть очень большими, так как процесс идет длительно и непрерывно. Отсюда становится очевидной роль рассматриваемых движений в образовании дислокаций, в частности планетарных дислокаций широтного простираения. К такого рода образованиям можно отнести широтную гравитационную бразильско-гвинейскую аномалию, трансформные разломы Атлантического океана, тихоокеанские разломы Мендосино, Пайонир, Мэррей и др. Эти широтные дислокации можно связать с различиями в скоростях западного движения и распреде-

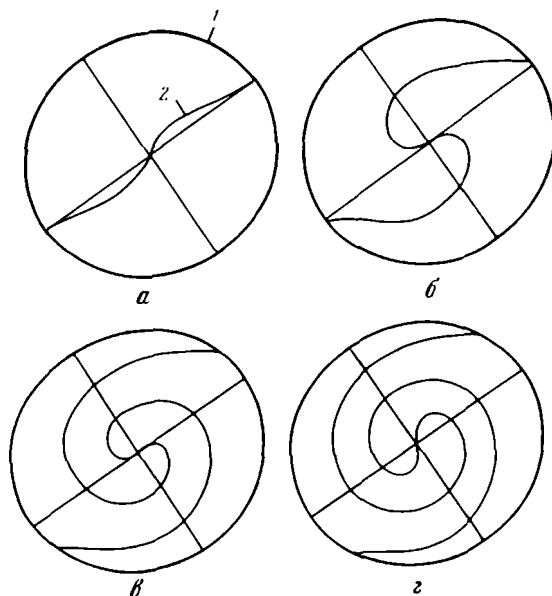


Рис. 3. Развитие смещений среды во времени при циклических внешних воздействиях (эксперимент)

a—г — последовательные положения частиц маркирующей полосы во времени *1* — гибкий цилиндр, заполненный сыпучей или жидкой массой; *2* — маркирующая полоса

лением напряжений в различных широтных зонах от полярной до экваториальной.

Образование широтных разломов уменьшает сцепление полярных и экваториальной зон, что в свою очередь усиливает зональную контрастность относительного горизонтального перемещения оболочек Земли. Сотрудник Института физики Земли Ю.Ф. Копничев [7] в 1983 г. отметил, что скорость растекания аномальной мантии для запада Тихого океана монотонно увеличивается от Алеутской дуги к экватору.

Как показывают расчеты, сделанные различными авторами, например С. Ранкорном [11], плотностная конвекция вещества нижней мантии также способна создавать высокие напряжения — примерно того же порядка, что и рассматриваемый здесь приливной механизм. Однако картина конвективных движений отличается гораздо большей неоднородностью, чем приливных, что снижает их тектоническую значимость по крайней мере на планетарном уровне. Взаимодействие этих двух типов движений, вероятно, должно выражаться в том, что индуцированные приливным механизмом перемещения вещества будут подавлять конвективные движения противоположного знака и усиливать совпадающие. По Ю.Ф. Копничеву, скорость перетекания аномальной мантии в западном направлении в несколько раз больше, чем в восточном, и для Тихого, и для Атлантического океанов.

Относительные смещения оболочек должны приводить к диссипатив-

ному разогреву примыкающих к трущимся поверхностям земных масс. Это может выражаться в появлении частично подплавленных зон с пониженной вязкостью, что в свою очередь облегчает взаимное перемещение движущихся слоев. С механизмом диссипативного разогрева может быть связано образование и существование астеносферы. Развитие разогретых зон разломов и слоев представляет собой самоподдерживающийся процесс, что обеспечивает их длительное и устойчивое существование во времени и пространстве.

Западное перемещение земных оболочек по различным причинам, связанным с неравномерным распределением реологических свойств земной коры и мантии, их кусочно-блоковым строением, неравномерной мощностью слоев, изменениями отношений с конвекционной кинематикой, может трансформироваться в вертикальные движения и приводить к образованию длительно развивающихся крупных структурных форм на уровне коры и мантии. В частности, механизм преобразования горизонтальных движений в вертикальные, связанный с эффектами "смазочного слоя", показан в работе А.В. Каракина, И.В. Калашниковой и В.А. Магницкого [6].

Рассмотренные явления в принципе имеют глобальный характер, но могут реализоваться в региональных и даже локальных масштабах. К глобальным проявлениям западного перемещения земных слоев возможно отнести тихоокеанские области фронтального торошения и арьергардные зоны островных дуг и окраинных морей.

Приливное трение приводит к замедлению вращения Земли со скоростью порядка 10^{-22} рад/с, что установлено инструментальными астрономическими измерениями. С этим замедлением связано преобразование энергии вращения планеты в ее внутреннюю энергию со скоростью порядка $10^{27} - 10^{28}$ эрг/год. В далеком геологическом прошлом, согласно Ф. Стейси [13], эта скорость могла быть в миллион раз больше, что хорошо подтверждается особенностями развития планеты в раннем докембрии. Мощность тектонических процессов, по данным М.В. Гзовского [3], составляет $10^{25} - 10^{26}$ эрг/год.

Приведенные оценки поступления приливной энергии показывают, что ее среднее значение за все время существования Земли может быть на несколько порядков выше значения любой другой и может определять сумму тектонических преобразований планеты.

Важнейшей особенностью поступления приливной энергии является ее организованный характер, т.е. регулярный во времени и пространстве, благодаря чему приливное воздействие может модулировать или организовывать другие источники тектонических движений, как гравитационная энергия и тепло, выделяющееся при распаде радиоактивных изотопов. Важно также, что в рассмотренном механизме происходит непосредственное преобразование энергии вращения Земли в энергию тектонических движений, минуя тепловую.

Однако это не означает, что вся приливная энергия превращается в механическую, как неверно также и то, что эта энергия полностью превращается в тепловую. В ходе тектонических преобра-

зований происходит непрерывный обмен между различными формами энергии, что обеспечивает не только многие механические процессы (вертикальные и горизонтальные движения, образование разломов, тектоническую расслоенность и т.д.), но и обширную гамму термальных преобразований, во всяком случае в пределах коры и мантии, а именно: расплавы, вулканизм, метаморфизм, возникновение зон пониженной вязкости или зон с другими измененными физическими свойствами.

Если представить себе существование сплошного слоя с вязкостью 10^{20} пуаз, т.е. вязкостью, обычно приписываемой астеносфере, то с начала мезозоя внешняя оболочка Земли могла бы продвинуться в западном направлении на 25 000 км, иными словами совершить примерно половину оборота. Учитывая сложность и неравномерность строения Земли, на что указывают многочисленные данные о неоднородности мантии, такое безостановочное и однородное движение практически невероятно.

Надо думать, что значительная часть энергии расходуется на разломы, вертикальные движения и термальные процессы вплоть до метаморфизма и образования вулканических очагов. Короче говоря, организованная энергия космических воздействий может реализоваться в любых формах и наряду с другими источниками служить надежным энергетическим аргументом для многих геотектонических гипотез. Рассмотренные процессы постоянно регулируются полем силы тяжести нормальной Земли, однонаправленное (по радиусу) действие которого имеет определяющее значение в формировании тектонических структур земной коры и мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И. О возможном механизме перемещения масс Земли // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, N 5. С. 1097—1099.
2. Булина Л.В. О западном смещении крупных блоков земной коры на территории СССР // Тр. ВСЕГЕИ. 1982. Т. 304. С. 43—49.
3. Гловский М.В., Михайлова А.В. Энергетика тектонических, магматических и метаморфических процессов // Тр. МОИП. 1972. Т. 26. С. 120—136.
4. Долицкий А.В. Образование и перестройка тектонических структур. М.: Недра, 1985. 219 с.
5. Дубровский В.А. Тектонические волны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. N 1. С. 29—34.
6. Каракин А.В., Калашникова И.В., Магницкий В.А. Об эффектах "смазочного слоя", возникающих при горизонтальных перемещениях литосферы // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, N 3. С. 561—564.
7. Копничев Ю.Ф. О строении верхней мантии и природе вулканизма в районах островных дуг // Там же. 1983. Т. 273, N 1. С. 89—92.
8. Личков Б.Л. Природные воды Земли и литосфера. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 163 с.
9. Ломакин В.В. Микропульсация земной коры в районе Байкала // Докл. АН СССР. 1960. Т. 135, N 4. С. 993—996.
10. Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясений // Итоги науки и техники. Механика деформации твердого тела. М.: ВИНТИ, 1983. Т. 15. С. 149—230.
11. Ранкорт С. Динамические процессы в нижней мантии. М.: Мир, 1975. 298 с.
12. Сизюков В.И. Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1986. 131 с.
13. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.

14. *Стовас М.В.* Некоторые вопросы тектогенеза: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 222—274.
15. *Bostrom R.C.* Motion of the Pacific plate and formation of marginal basins: asymmetric flow induction// *J. Phys. Earth.* 1978. Vol. 26. P. 103—122.
16. *Nelson T.H., Temple P.G.* Mainstream mantle convection: a geologic analysis of plate motion// *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. Vol. 56, N 2. P. 226—246.

УДК 550.343

М.А. Садовский, И.Л. Нерсесов, В.Ф. Писаренко

ИЕРАРХИЧЕСКАЯ ДИСКРЕТНАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

В сейсмологии в качестве моделей геофизической среды, т.е. среды, в которой распространяются сейсмические волны, используются, как правило, континуальные модели. Так, в известной модели Джеффриса—Буллена материал Земли (в том числе и литосферы) моделируется сплошной, горизонтально однородной средой, в которой упругие скорости зависят от глубины. С помощью этой или аналогичных моделей можно получить замечательные результаты при решении некоторых задач. Например, успешно решается задача о нахождении координат и некоторых параметров очага землетрясения по записям нескольких станций и осуществляется прецизионный учет и прогноз земных приливов.

Однако столь плодотворная в этих задачах математическая абстракция как континуум оказывается явно недостаточной, неудовлетворительной для решения других задач: модели сейсмического режима, объяснения процессов, сопровождающих подготовку землетрясения, деформирование горных массивов в результате горных выработок, деформирование верхних твердых оболочек Земли под действием тектонических сил и т.п.

Полученные к настоящему времени многочисленные геофизические наблюдения свидетельствуют о том, что проблемы, связанные с деформированием твердой Земли и сопровождающим это деформирование сейсмическим процессом, по-видимому, невозможно решать без учета структурных свойств среды. Эта структура образована неоднородностями материала, образующего твердую Землю (мы, в основном, будем касаться литосферы). Сами же неоднородности могут иметь различную природу: механическую (геологические блоки, отдельности горной породы, трещиноватость и другие механические характеристики); химическую (различный химсостав, наличие примесей, флюидов, газов и т.д.); физическую (тепловые, магнитные неоднородности, различные агрегатные состояния веществ и т.д.).

В геологии, непосредственно имеющей дело с реальными горными породами, в отличие от сейсмологии "дискретный" блоковый неоднородный характер материала геофизической среды всегда под-

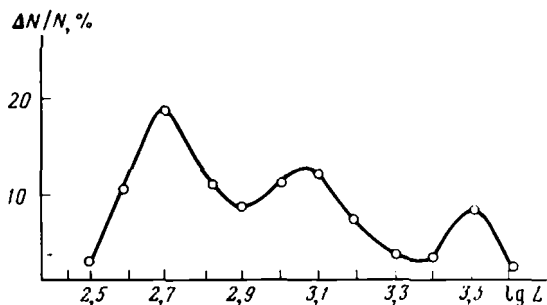


Рис. 1. Сглаженная гистограмма размеров геоблоков и мегаблоков по Л.И. Красному [3]

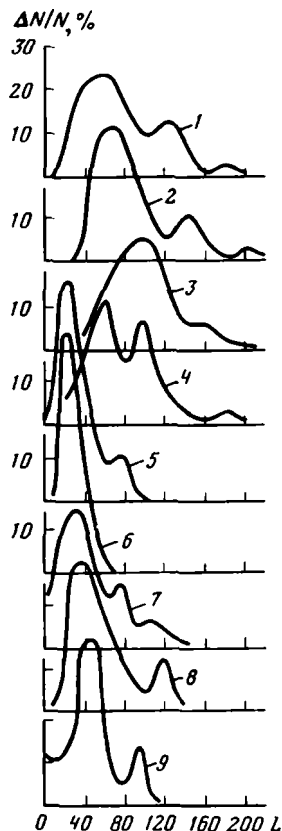


Рис. 2. Сглаженные гистограммы блоков земной коры

1 — Камчатка; 2 — Тянь-Шань, Памир; 3 — Малая Азия, Балканы, Армянские нагорье; 4 — Калифорния; 5 — Западные Альпы; 6 — Большой Кавказ; 7 — Казахстан (гелиевая съемка); 8 — Средняя Азия; 9 — Туркмения (8, 9 — сейсмогенетические блоки по Н.В. Чigareву)

черкивался. Достаточно упомянуть работы В.В. Белоусова, Ю.А. Косыгина, Л.И. Красного, В.В. Пиотровского (этот список можно было бы продолжить). Так, в работах Л.И. Красного [3] и др. геологическими методами выделена целая иерархия блоков земной коры. На рис. 1 показано распределение по размерам геоблоков и мегаблоков, определенных Л.И. Красным. Можно выделить три характерных (преимущественных) размера в этом распределении: $L_1 = 500$ км; $L_2 = 1200$ км; $L_3 = 3200$ км.

Аналогичные результаты получены С.Л. Афанасьевым. По данным морфоструктурного анализа (работы Е.Я. Ранцман, А.С. Горшкова и др.) для ряда регионов мира (Тянь-Шань, Памир, Камчатка, Малая Азия, Калифорния, Западные Альпы, Кавказ и др.) также было построено распределение блоков земной коры по размерам в диапазоне от десятка до 230 км. Результаты показаны на рис. 2. Здесь также видны преимущественные размеры: $L_1 = 70$ км, $L_2 = 120$ км.

Особенность выделенных преимущественных размеров состоит в том, что для обоих примеров отношения соседних размеров L_{k+1}/L_k лежат в сравнительно узких пределах — в диапазоне от 2 до 5. Пример иерархической структуры твердого тела, но уже на микроуров-

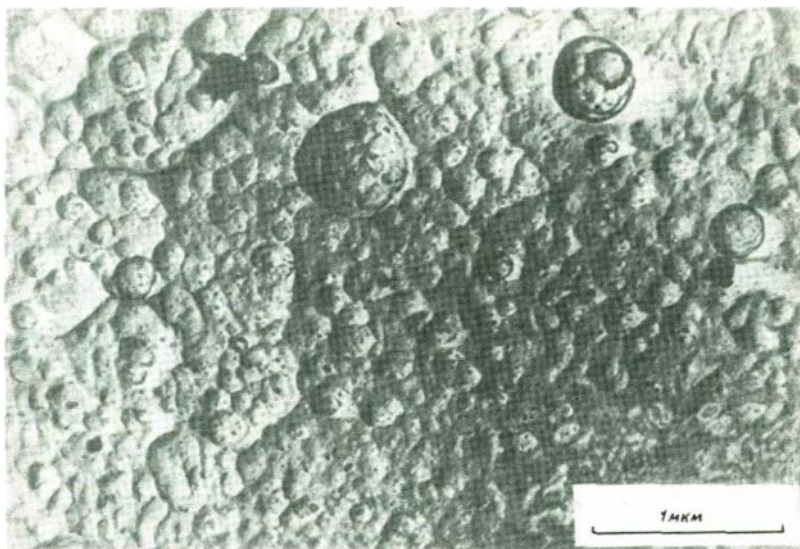


Рис. 3. Электронограмма шлифа кварцевого стекла с увеличением 25000 [2]

не показан на рис. 3, где приведена взятая из работы [2] электронограмма кварцевого стекла. Анализ показал, что и в этом случае распределение фрагментов (неоднородностей) кварца по размерам имеет характерные пики в диапазоне от 0,05 до 135 мкм, причем, как и выше, отношения L_{k+1}/L_k попадают в интервал от 2 до 5.

Наличие иерархии характерных размеров в структурах различных твердых тел подтверждено и другими многочисленными примерами [6]: распределением размеров кусков горной породы при взрывах, гранулометрическим анализом частиц грунта, сейсмоакустическим анализом неоднородностей горных пород и верхних частей земной коры и даже распределением небесных тел по размерам (см. рис. 4.).

На рис. 5 показан суммарный график отношений L_{k+1}/L_k для 15 различных видов наблюдений. Мы видим, что в основном эти отношения группируются около среднего значения 3,5. Заметим, что диапазон размеров L_k занимает 15 порядков!

Можно говорить о том, что все реальные твердые тела проявляют с той или иной степенью контрастности свою "дискретную" иерархическую структуру, причем неоднородности геофизической среды и горных пород проявляются **весьма** заметно.

Быстрые динамические перестройки структуры среды, проявляющие себя в виде землетрясений, очевидно, определяются в большей мере не осредненными полями напряжений, а их максимумами, которые в свою очередь сильнее зависят от детальной структуры среды, чем от осредненных свойств. Можно предположить, что поведение этих максимумов тесно связано с поведением системы отдельных сред при поступлении в эту систему энергии извне. Ю.В. Ризниченко для описания происходящих при этом в геофизической сре-

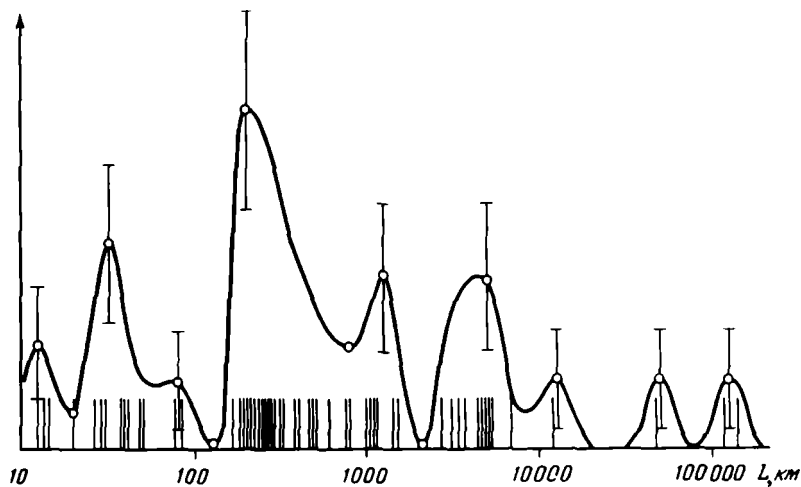


Рис. 4. Распределение размеров поперечников небесных тел

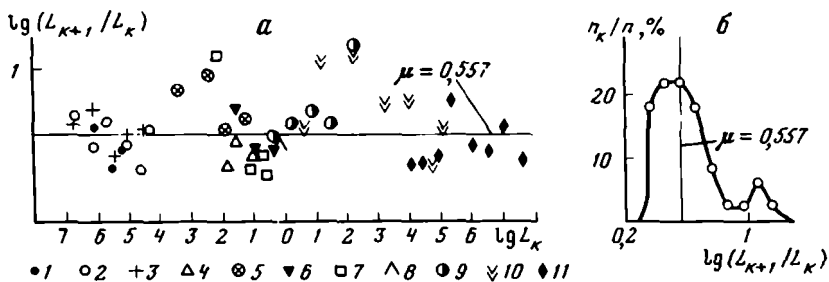


Рис. 5. Зависимость отношений $\lg(L_{k+1}/L_k)$ от $\lg L_k$ (L_k — в м) по группам данных (а) и сглаженная гистограмма отношений $\lg(L_{k+1}/L_k)$ (б)

1 — реологический взрыв; 2 — измельчение торфа; 3 — протравление кварца; 4 — гранулометрия грунта; 5 — подземные взрывы; 6 — взрывы на карьерах; 7 — сейсмогеологические работы; 8 — сейсмические волны; 9 — небесные тела; 10 — блоки земной коры; 11 — сейсмоакустика пород

де процессов ввел термин "энергетическая прочность" [5]. Это понятие означает, что при достижении определенной энергетической плотности в неоднородной среде система неоднородностей становится неустойчивой, предсказать ее поведение на этой стадии весьма трудно. Наконец, в какой-то момент в одной из точек неустойчивой, энергетически насыщенной среды происходит динамический срыв, сопровождаемый упругими сейсмическими волнами. Иными словами, накопленная в геофизической среде упругая энергия трансформируется в другие виды — сейсмическую, тепловую, электромагнитную и т.д.

Указанные выше свойства геофизической среды следует учитывать прежде всего при рассмотрении процесса ее деформирования. Деформирование среды происходит как в сейсмических, так и в асей-

мических регионах: в среду непрерывно поступает тектоническая энергия как со стороны находящихся под литосферой слоев верхней мантии, так и извне. Кроме того, в самой литосфере и под ней имеются источники тепловой энергии. Сейсмически активные и несейсмические регионы отличаются градиентами скоростей движений земной коры, скоростями диссипации энергии на различных уровнях иерархического ряда отдельностей, тепловым режимом.

В асейсмических регионах эта диссипация осуществляется в основном через процессы релаксации, крипа, трения отдельностей среды и т.п., т.е. через такие процессы, в которых участвуют низшие ступени иерархического ряда элементов среды, и, кроме того, скорость их протекания, как правило, мала.

В сейсмических же регионах, для которых характерны большие градиенты скорости деформирования среды, эти медленные процессы не могут обеспечить нужную скорость диссипации тектонической энергии. Происходит накопление упругой энергии в крупных структурных элементах среды и ее периодическая разрядка через землетрясения.

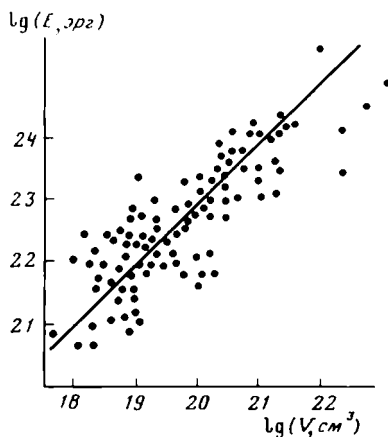
В этой связи представляется важным тот факт, что энергия упругих волн землетрясения E пропорциональна объему V его очаговой зоны. На рис. 6 приведен взятый из [7] график зависимости E от V . Из него видно, что в большом диапазоне энергий удельная плотность сбрасываемой при землетрясении упругой энергии на единицу объема не зависит от силы землетрясения и равна приблизительно 10^3 эрг/см³. Следовательно, разница в энергии сильных и слабых землетрясений происходит не за счет различия напряжений, а за счет различия объемов очаговых зон, накапливающих упругую энергию. Пропорциональность объема очаговой зоны землетрясения его энергии отмечалась многими сейсмологами: Ч. Тсубои, Н.В. Шемелиным, К.К. Запольским, К. Касахарой. Новое в нашей трактовке состоит, по-видимому, в том, что в этом и в других подобных соотношениях удалось увидеть простой физический смысл связей параметров энергии, длины и времени.

Мы уже отмечали, что деформирование твердых тел всегда сопровождается образованием пространственных структур. Таким образом, образование структур отдельностей (неоднородностей) геофизической среды в большом диапазоне масштабов можно рассматривать как своего рода "самоорганизацию" среды, служащую для трансформации поступающей в нее энергии.

Если принять, что назначение структуры литосферы в том, чтобы эффективно диссипировать подкачиваемую в нее энергию, которая копится в основном в виде упругой потенциальной энергии, то можно сказать еще таким образом: система дискретностей (неоднородностей) литосферы сама выберет тот путь, который обеспечит максимальную степень диссипации упругой энергии, это является своего рода адаптацией материи к условиям существования.

Диссипация энергии в тепло осуществляется в основном на границах отдельностей разного масштаба: трение блоков при землетрясениях, крип на разломах, межзеренная вязкость и т.п. Существенно,

Рис. 6. Зависимость энергии землетрясения E от объема V его очаговой зоны по [7]



что эти границы, задаваемые некоторыми двумерными поверхностями, заполняют и пронизывают всю трехмерную толщу литосферы. На упругие волны землетрясений идет, по-видимому, лишь малая часть энергии. По грубым оценкам она составляет около 1—5% от всей энергии землетрясения. Интересно, что для больших взрывов, как химических, так и ядерных, наблюдается примерно тот же процент перехода энергии в упругие волны!

Таким образом, можно сказать, что накапливается потенциальная энергия в среде в структурных объемах, а диссипируется в основном на иерархической системе поверхностей. Любопытно отметить, что упругая энергия землетрясений распределена приблизительно равномерно по размерам поверхностей тех объемов, которые соответствуют очаговым зонам землетрясений. Другими словами, сумма поверхностей очагов всех землетрясений некоторой фиксированной энергии не зависит от величины этой энергии. Это утверждение является следствием фундаментального для сейсмологии закона повторяемости землетрясений. Закон этот утверждает иерархический, автомодальный характер распределения полной энергии по землетрясениям различной силы. Если использовать в качестве характеристики силы землетрясения логарифм его энергии, измеренной в джоулях (энергетический класс K), и группировать землетрясения по целочисленным классам, то закон повторяемости можно сформулировать так: на каждое землетрясение класса K приходится в среднем около 3,5 землетрясений класса $K-1$ для любого K .

Землетрясения не только проявляют иерархическое подобие по энергии, но и обладают иерархическими свойствами в распределении по пространству. Одно из этих свойств заключается в том, что каждая площадка в сейсмическом регионе разделена в среднем в одной и той же пропорции на высокосейсмические, среднесеismicкие и слабосейсмические участки (см. рис. 7). Другое свойство такого же рода иллюстрирует рис. 8. Здесь показано убывание числа высокосейсмических участков в зависимости от размера участка. Наклон 1,5 в двойном логарифмическом масштабе на этом графике говорит о том, что сейсмические участки при уменьшении их размеров занимают суммарно все меньшую площадь, продолжая тем не менее охватывать весь сейсмический регион. Эту закономерность можно в некотором смысле рассматривать как пространственный аналог закона повторяемости: на каждый "сейсмический" участок определенного ранга приходится в среднем некоторое фиксированное число "сейсмических" участков низшего ранга, не зависящее от размеров

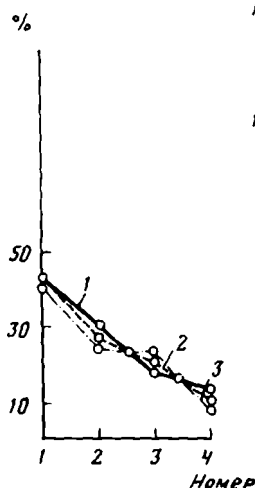


Рис. 7

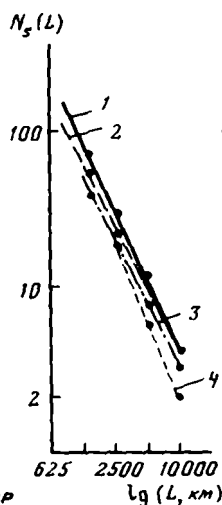


Рис. 8

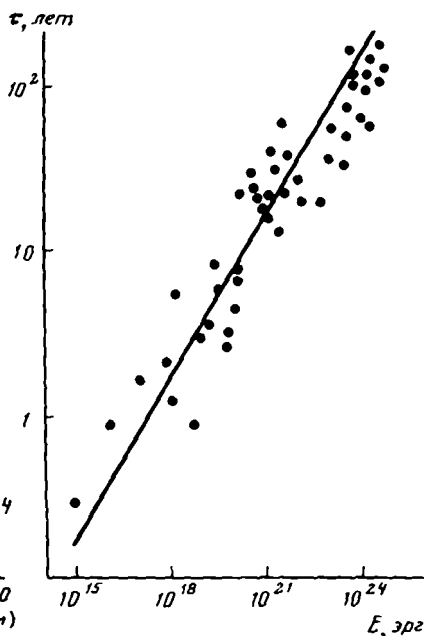


Рис. 9

Рис. 7. Пропорции сейсмичности для разных уровней иерархии. Таджикистан, район Ну-река, 1955–1972 гг. Приводится в убывающем порядке % землетрясений в участках (прямоугольниках)

1 – $20' \times 20'$; 2 – $10' \times 10'$; 3 – $5' \times 5'$

Рис. 8. Зависимость числа высокосейсмических клеток $N_s(L)$ от размера клетки L в двойном логарифмическом масштабе по каталогу Гутенберга-Рихтера (1925–1938 гг.) для различных диапазонов магнитуд

1 – $6.2 \leq M < 6.7$; 2 – $6.7 \leq M < 7.2$; 3 – $7.2 \leq M < 7.7$; 4 – $7.7 \leq M < 8.2$

Рис. 9. Зависимость величины сейсмического цикла τ от энергии землетрясения E .

$$\lg(\tau, \text{лет}) = \frac{1}{3} \lg(E, \text{эрг}) - 5.75$$

участка. Это свойство называют фрактальным свойством самоподобных множеств [11]. Такие множества аналогичны известному в математике совершенному, всюду плотному Канторову множеству точек, которое "заполняет" весь отрезок, хотя суммарная масса его точек равна нулю.

Еще одно подтверждение автомодальности землетрясений дает зависимость так называемого сейсмического цикла от энергии землетрясения. Понятие сейсмического цикла было впервые введено достаточно строго С.А. Федотовым [10] для сильнейших землетрясений камчатско-курильской части Тихоокеанского сейсмоактивного пояса. Этот цикл давал значение 140 ± 60 лет для повторяемости сильнейших землетрясений. Зависимость сейсмического цикла от энергии представлена на рис. 9. Мы видим, что сейсмический цикл τ про-

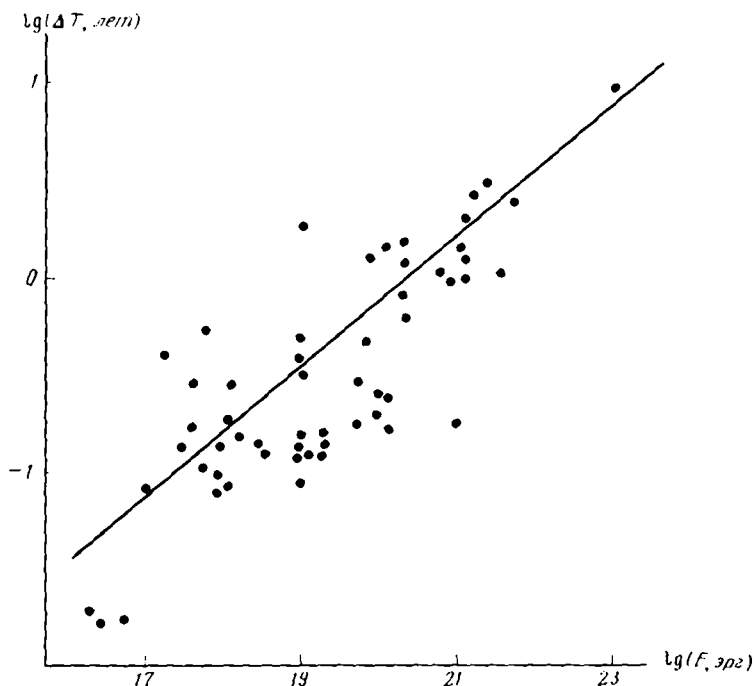


Рис. 10. Зависимость времени проявления предвестников ΔT от энергии землетрясения.

$$\lg(\Delta T, \text{лет}) = \frac{1}{3} \lg(F, \text{эрг}) - 6.75$$

порционален корню кубическому из энергии землетрясения, т.е. линейному размеру очага. Это говорит о постоянстве скорости некоторого "процесса созревания" землетрясения, независимо от его силы. Интересно было бы выяснить физический смысл этой скорости.

Следует заметить, что время проявления долгосрочных предвестников землетрясения, оцененное по совершенно другим наблюдениям, также оказалось пропорциональным линейному размеру очага землетрясения (рис. 10). Из рис. 11 видно, что время проявления предвестников составляет 1/10 часть сейсмического цикла.

Таким образом, протекая в дискретной иерархической среде, сейсмический процесс сам несет черты иерархичности, дискретности и автомодельности. Это, кстати, вселяет надежду в возможность перенесения результатов исследований горных ударов на землетрясения, а также моделирования сейсмического процесса в лабораторных опытах на прессах.

Независимость в первом приближении свойств структуры материала при его деформировании от масштаба приводит к тому, что общий характер иерархического, блокового строения сохраняется для столь разных явлений, как деформирование литосферы под действием тектонических сил и дробление горной породы взрывами.

Приведем еще несколько выводов о свойствах материала лито-

сферы, выведенных из нашей дискретной иерархической модели. Надо заметить, что эти выводы носят пока предварительный характер и требуют экспериментальной проверки. Получены они в результате исследований процессов деформирования других материалов: металлов, гранулированных сред, песка, а также в результате численного моделирования дискретных сред на ЭВМ. Существенно при этом, что получить нижеуказанные свойства из континуальных моделей практически невозможно.

Мы уже отмечали, что фрагментирование иерархической структуры материала обеспечивает его пластическую деформацию в условиях стеснения с сохранением сплошности. Энергия, затрачиваемая на деформирование, диссипируется в основном в виде медленных пластических движений. Теперь можно назвать некоторые факторы, способствующие эффективности такой диссипации:

1. Повышение температуры снижает вязкость, уменьшает прочность вещества, облегчает диссипацию энергии в виде пластических течений. Если температуру понимать не буквально, а обобщенно, т.е. не как скорость дискретных частиц на самом низком структурном уровне — атомарном, а как подвижность и раздробленность на более высоких уровнях — зернах, фрагментах вещества, мелких и крупных блоках, то можно сказать, что повышение такой обобщенной "температуры" материала снизит максимально возможную магнитуду для региона, увеличит наклон графика повторяемости.

2. Подобно тому, как легирование сталей увеличивает их способность противостоять большим нагрузкам и деформациям без разрушения, примеси различных веществ, в том числе жидкостей и газов, в материале литосферы могут способствовать перенесению деформаций на более низкие уровни иерархической структуры материала, т.е. протеканию пластических деформаций без больших сейсмических толчков. В этой связи можно отметить обнаруженную в работах В.А. Сидорова [9] большую относительную подвижность по тем геологическим разломам, под которыми скапливается нефть. Возможно, наличие нефти в ловушке на глубине каким-то образом уменьшает эффективное трение между бортами разлома.

3. Наличие внешних полей (например, искусственно создаваемых вибраций) увеличивает возможность протекания деформаций на нижних структурных уровнях. Здесь опять можно говорить о том, что вибрации повышают обобщенную "температуру" материала.

4. При высоких температурах пластическая деформация металлов идет одновременно на всех уровнях иерархии, при низких — не одновременно [4]. Аналог этого свойства в материале горных пород еще не наблюдался.

Следует отметить особую роль поворотных движений фрагментов (блоков) при деформировании в условиях стеснения с сохранением сплошности [4]. Обычно при изучении деформирования вещества в геофизике выбрасывают антисимметричный тензор, соответствующий повороту участка вещества, так как он не связан с силами сжатия и кручения этого участка. Однако, если имеется неоднородное поле деформаций, в котором отдельные фрагменты вращают-

ся как жесткие части, их вращения несомненно надо изучать, так как они связаны с силами, действующими на границах фрагментов. Диапазон характерных времен вращений блоков литосферы, по-видимому, чрезвычайно широк. На одном конце этого диапазона — вращения крупнейших литосферных плит, скорости которых измеряются на интервалах времени порядка миллиона лет и более. Эти скорости имеют порядок примерно одного градуса за миллион лет [1]. На другом конце диапазона — вращения небольших блоков земной коры (10—20 км), измеряемые геодезическими методами на интервалах 50—70 лет [8]. К сожалению, изучение поворотных движений блоков геодезическими методами почти не ведется, работа [8] — редкое исключение. Совершенно не изучены поворотные колебания блоков и площадок в диапазоне от нескольких суток до часов и выше с помощью длиннопериодных приборов (крутильных колебательных систем, вариометров, деформографов и т.д.).

Возможно, что повороты фрагментов литосферы за геологические времена связаны с многочисленными кольцевыми и вихревыми структурами в геологии. Функция фрагментации вещества — осуществлять эффективный массоперенос целыми нетронутыми блоками. При этом фрагменты низшего уровня служат "смазкой", "подшипниками" для больших блоков. Таким образом, можно сказать, что иерархическая структура твердого вещества нужна для эффективного массопереноса в условиях стеснения.

Резюмируя вышеизложенное, можно утверждать, что создание адекватной модели сейсмического процесса без учета иерархической дискретной структуры материала литосферы вряд ли возможно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
2. Корнев В.В., Хотимченко В.С., Аюпов Б.М. О природе локальной химической неоднородности кварцевого стекла // Физика и химия стекла. 1983. Т. 9, № 1. С. 106—110.
3. Красный Л.И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции // Сов. геология. 1984. № 7. С. 17—31.
4. Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск: Наука, 1985. 230 с.
5. Ризниченко Ю.В., Артамонов А.М. Развитие энергетической модели пространственно-временного хода сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 11. С. 14—32.
6. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3—18.
7. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 3. С. 598—602.
8. Сомов В.И. Геодинамические особенности земной коры Восточной Европы на примере геотраверса V // Развитие сейсмопрогностических исследований на Украине. Киев: Наук. думка, 1984. С. 56—67.
9. Стасенков В.В., Алексин А.Г., Сидоров В.А. и др. Комплексирование нефтепоисковых методов при подготовке площадей к глубинному бурению // Нефтегаз. геология и геофизика. 1984. Вып. 14(73). С. 1—65.
10. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121—150.
11. Mandelbrot B.B. Fractals. San Francisco: Freeman, 1977. 365 p.

П.Н. Кропоткин, В.М. Макеев

СОВРЕМЕННОЕ НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современное напряженное состояние земной коры определяется, во-первых, по геологическим данным о формировании неотектонических структур сжатия (складки, надвиги), растяжения (рифты, сбросовые структуры) и различных разломов, в частности сдвигов (в некоторых случаях такой анализ удается дополнить количественными оценками скорости тектонических смещений по геодезическим данным); во-вторых, по непосредственным измерениям *in situ* в массивах горных пород (такие измерения производятся по методу разгрузки напряжений в кернах, выбуренных в рудниках, шахтах и туннелях, и по методу гидроразрыва в скважинах на глубине до нескольких километров).

Эти два подхода освещают напряженное состояние в верхней части земной коры. Их дополняет третий путь исследований, который позволяет охарактеризовывать напряжения в более глубоких частях земной коры и в верхней мантии. Он состоит в обобщении геофизических данных — сейсмологических, которые дают возможность определить ориентировку осей наибольших и наименьших сжимающих напряжений и характер смещения в очаге землетрясений путем изучения особенностей распространения сейсмических волн [6, 21], и гравиметрических, основанных на геодинамической интерпретации сведений о величине и ориентировке сопряженных зон положительных и отрицательных аномалий силы тяжести в изостатической редукции. Такие нарушения изостазии возникают в основном под действием тектонического сжатия и позволяют количественно определить величину действующих в коре напряжений.

В зависимости от ориентировки трех взаимно перпендикулярных осей эллипсоида напряжений напряженное состояние любого элементарного объема вещества в земной коре может быть отнесено к одной из трех нижеследующих категорий. Считается, что если ось наибольшего сжатия σ_1 и средняя ось σ_2 близки к горизонтальному положению или образуют угол менее 45° с горизонтальной плоскостью, то мы имеем дело с обстановкой горизонтального сжатия. Смещение в очаге землетрясения или в поверхностной структуре представляет собой в этом случае взброс или надвиг (обычно с некоторой сдвиговой компонентой), могут образоваться складки в слонстой структуре. Если углы менее 45° с горизонтальной плоскостью образует ось наименьшего сжатия (или ось растяжения) σ_3 и ось σ_2 , то это указывает на обстановку, в которой формируются структуры растяжения — сбросы, грабены, рифты. Наконец, если положение, близкое к горизонтальному, занимают оси σ_1 и σ_3 , то смещение у поверхности или в сейсмическом очаге относится к категории сдвиговых дислокаций.

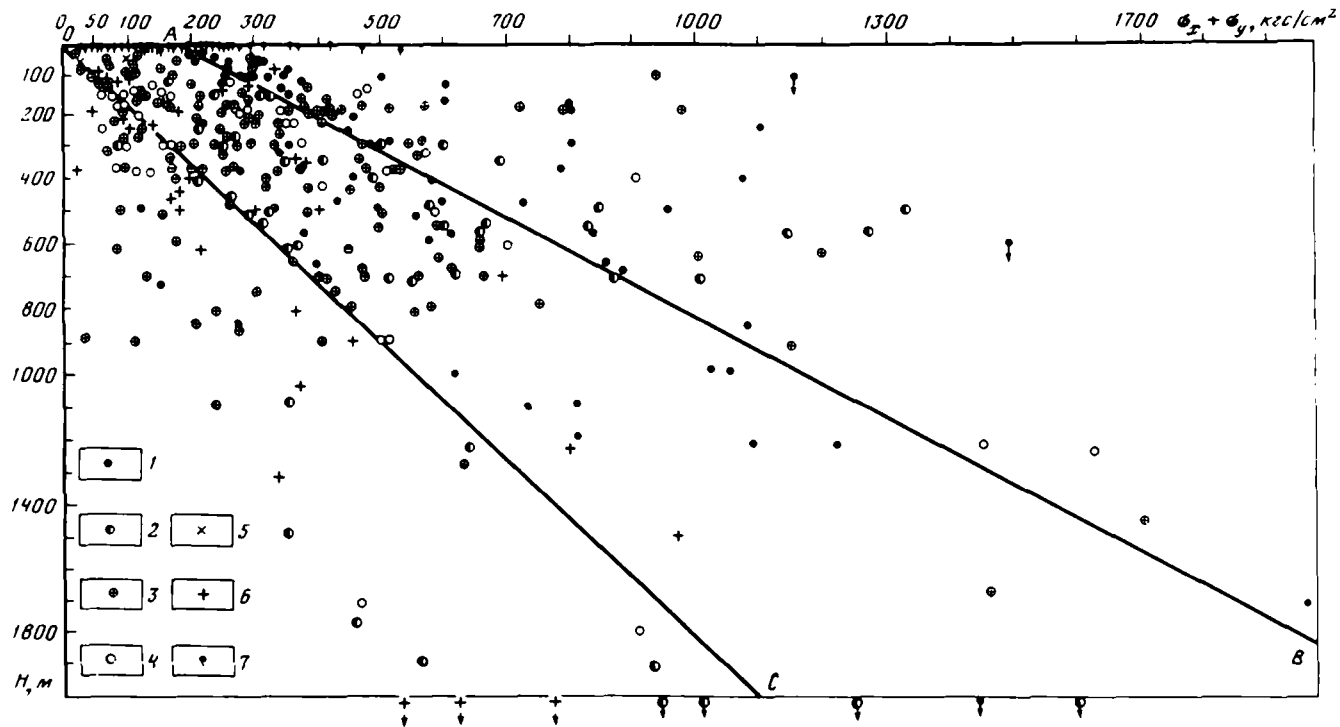
Первые количественные оценки величины тектонических напряжений были сделаны на основании геологических данных. Было ясно, что скалывающие напряжения т. которые равны полусумме сжимающих напряжений по двум главным осям эллипсоида деформаций, при тектонических дислокациях во многих случаях превышали предел прочности наиболее крепких пород, т.е. достигали $800-1000 \text{ кгс/см}^2$. Это доказывается образованием разрывов (скалыванием) при взбросах и надвигах, милонитизацией и раздроблением массивов, сложенных гранитами, кварцитами и другими прочнейшими породами [16]. Анализ геологических структур с учетом деформационных свойств пород в складках Альп, Юрских гор и других районов приводил к оценкам величины тектонического стресса от 200 до 1700 кгс/см^2 [55].

Исходя из общих условий формирования высоких складчатых хребтов и их сиалических корней, вдавненных в мантию и обеспечивающих изостатическое равновесие, А. Гейм еще в 1918 г. нашел, что боковое горизонтальное сжатие должно превышать то литостатическое давление, которое возникает под хребтом. Следовательно, в средних слоях коры под Гималаями и Альпами оно достигало $1000-1500 \text{ кгс/см}^2$.

С сильнейшими проявлениями тектонического сжатия, в несколько раз превышавшими напряжения, рассчитанные от веса вышележащих пород, столкнулись в конце прошлого столетия строители Симплонского туннеля в Альпах. Тогда же стали известны яркие проявления тангенциального сжатия в известняках и песчаниках ордовика и силура, горизонтально залегающих почти у самой поверхности в восточной части Северо-Американской платформы. Здесь в одной из каменоломен в окрестностях г. Чикаго был освобожден от нагрузки слой, который тотчас после обнажения изогнулся и образовал пологую складку; на месте перегиба она дала трещину. В дальнейшем такие изгибы, коробление и растрескивание слоев были отмечены в 10 каменоломнях штата Нью-Йорк (США) и в нескольких каменоломнях штатов Онтарио и Квебек (Канада). Изучение этих деформаций позволило определить величину сжимающих напряжений в известняках ордовика близ г. Оттава как 306 кгс/см^2 в ЮЗ-СВ направлении и 102 кгс/см^2 в ЮВ-СЗ направлении [27]. Доказательством современного сжатия вкрест простирания Аппалачских гор являются зарегистрированные по геодезическим измерениям смещения типа надвиг — подвиг (на $2-25 \text{ см}$ за $10-18$ лет) в дорожных выемках штатов Теннесси и Пенсильвания [49].

Нами обобщены почти все опубликованные в мировой литературе результаты натурных, т.е. сделанных *in situ* измерений напряженного состояния горных пород [11, 12, 17, 35, 36, 40, 46, 54]. Они показывают, что интенсивное сжатие охватывает верхние слои земной коры не только в зонах кайнозойской складчатости, но и на большом удалении от них на древних и молодых платформах, главным образом в породах фундамента (рисунок).

Казалось бы, благодаря процессам выветривания, разрыхления и выщелачивания пород по трещинам тектонические напряжения у поверхности земли не должны были бы сохраниться. Тем не менее



и в этих условиях на глубине до 10–15 м в массивных осадочных и изверженных породах отмечается горизонтальное сжатие, которое по измерениям в Швеции, Франции, ФРГ и США достигает 20–300 кг/см². Разработана даже специальная методика, основанная на получении кернов из неглубоких вертикальных скважин, пробуриваемых на глубину до 15 м на выходах массивных пород. Статистическая обработка большого количества данных по таким измерениям позволяет определить величину и ориентировку приповерхностных напряжений [43, 45, 48]. Из результатов измерений, выполненных на небольшой глубине, на рис. 1 отмечены только те, которые по сумме сжимающих горизонтальных напряжений на двух взаимно перпендикулярных направлениях превышают 40 кгс/см².

В неплотных, пористых и пластичных породах осадочного чехла платформ тектонические напряжения обычно отсутствуют. Однако вблизи растущих складчатых хребтов тектонические напряжения обнаруживаются и в осадочном чехле, состоящем из неплотных пород. Так, методом гидроразрыва в 36 скважинах в отложениях, имеющих возраст от девонского до мелового (аргиллиты, песчаники, известняки, доломиты), в пределах Западно-Канадской синеклизы повсеместно было обнаружено значительное горизонтальное сжатие. Оно охватывает эту зону на всю ее ширину, т.е. на 400 км от края Скалистых гор до склона Канадского щита, и ориентировано перпендикулярно к простиранию Скалистых гор [29]. Это тангенциальное сжатие может рассматриваться как причина образования пологих складок в меловых и палеогеновых отложениях, заполняющих синеклизу. По деформациям в отдельных скважинах поле сжимающих напряжений в отложениях того же возраста, заполняющих зону перикратонного прогиба, прослежено и дальше на северо-запад до Ледовитого океана [33].

Измерения сжатия, действующего по вертикали, производились в рудниках и в скважинах до глубины 2–3 км в разных районах. Они показывают, что в общем вертикальное сжатие соответствует величине геостатического давления $p = \gamma H$, рассчитанного от веса пород (γ), и отклоняется в отдельных случаях в ту или другую сторону на 20–30% [30, 40].

На рисунке показана сумма напряжений сжатия ($\sigma_x + \sigma_y$), определенных по измерениям *in situ* методом разгрузки (и, в единичных случаях,



Изменение величины напряжений с глубиной в массивах горных пород по результатам измерения их напряженного состояния *in situ*

Показана сумма напряжений сжатия ($\sigma_x + \sigma_y$) по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направлениям. АВ — изменение напряжений по формуле Хасга; ОС — удвоенное литостатическое давление ($2p = 2\gamma H$, $\gamma = 0,27$ кгс/см³). Районы: 1 — Балтийский шит, 2 — докембрийские платформы (Украинский и Канадский щиты, КМА, Африка и др.), 3 — палеозойские складчатые пояса каледониды (Норвегия, Ирландия, Саяны, Горная Шория и др.), герциниды (Урал, Донбасс, Казахстан, Аппалачи, Восточная Австралия и др.), 4 — области мезозойской и кайнозойской складчатости, 5 — Исландия (вулканические породы), 6 — осадочные породы чехла Северо-Американской и других платформ, 7 — результаты измерений в породах чехла и фундамента, сделанных на глубине менее 20 м в Северной Америке, Западной Европе и других районах. Стрелки, обращенные вниз — результаты измерений, которые (с учетом неровностей рельефа) характеризуют более глубокий уровень или сделаны на глубине более 2000 м

методом гидроразрыва) на двух взаимно перпендикулярных осях того эллипса, который получается при рассечении эллипсоида напряжений горизонтальной плоскостью. В обстановке преобладающего тангенциального сжатия эта сумма напряжений по двум горизонтальным направлениям мало отличается от суммы двух главных напряжений σ_1 и σ_2 , образующих с горизонтальной плоскостью углы менее 45° . Обычно эти углы не превышают $20-30^\circ$.

При большом разбросе точек можно заметить все же, что измеренные напряжения группируются в двух полосах. Одна группа точек находится вблизи линии OC , соответствующей удвоенному литостатическому давлению $2p$. Сюда, естественно, относятся все результаты измерений в таких пунктах, где либо тектоническое сжатие вообще не возникало, либо его результаты были стерты вследствие позднейшей разгрузки напряжений при наличии пластичных прослоев, образовании пор, каверн и воздействии подземных вод. В Донбассе такие результаты отмечены до глубины 600—700 м, но глубже уже доминируют высокие сжимающие напряжения. На глубине 1900—2600 м в рудниках Южной Африки наблюдались значения напряжений как повышенные, так и близкие к геостатическому давлению [40]. Эти измерения были сделаны в докембрийских отложениях (система Витватерсранд и др.), образующих слабо дислоцированный осадочный чехол на архейском кристаллическом фундаменте. Возможно, всю силу тектонического сжатия здесь принимает на себя древний фундамент Африканской платформы.

Другая группа точек располагается по обе стороны линии AB , соответствующей эмпирической формуле Хаста: $\sigma_x + \sigma_y = (0,98H + 180)$ кгс/см², где глубина H выражена в метрах. Измерения, произведенные на глубинах 800 м (Стельберг, Швеция), 900 м от среднего уровня и 600 м от уровня долин (Хибинский горный массив), 915 м (Донбасс), 1100 м (туннель под Монбланом в Альпах), показали, что величина сжатия $\frac{1}{2}(\sigma_x + \sigma_y)$ на таких глубинах превышает на 250—300 кгс/см² величину литостатического давления [1, 2, 11, 12, 14, 17, 40]. На глубинах 1450 м в Чехии (рудник Пшибрам), 1700 м в ГДР (рудник в горах Эрцгебирге) и 3000 м в Южной Индии (рудник Колар) измерены почти горизонтальные сжимающие напряжения, которые на несколько сот кгс/см² превышают геостатическое давление [51]. В нижнепалеозойских известняках осадочного чехла Северо-Американской платформы (штат Огайо) на глубине 700 м, как и в Донбассе на глубине более 700 м, обнаружено сжатие, которое значительно превышает геостатическое давление.

Геостатическое давление имеет величину около $0,27 H$ кгс/см². Отсюда нетрудно подсчитать, принимая формулу Хаста, что добавочные тектонические напряжения, просуммированные по двум горизонтальным осям, составляют приблизительно $(\sigma_x + \sigma_y) - 2p = (0,44H + 180)$ кгс/см². Вероятно, добавочные напряжения достигают максимума (более 2000 кгс/см²) на глубине 10—40 км, где освобождается около 90% всей энергии землетрясений земного шара. Ниже этого уровня такие напряжения, как и средняя, за год, суммарная энергия землетрясений, постепенно уменьшаются и, вероятно, падают почти до

нуля в астеносфере. В силу пластичности астеносферы напряжения в ней должны быть близки к геостатическому давлению p .

Следует отметить, однако, что из новейших сейсмологических и геотермических данных с несомненностью следует, что астеносфера отнюдь не образует в мантии сплошного слоя. Под докембрийскими платформами на глубину до 400 км продолжают жестко скрепленные с ними "корни кратонов" (или "корни континентов", как их называет Т. Джордан). Они сложены охлажденной на 300—600° по сравнению с океаническими областями высокоскоростной плотной мантией [37, 58]. В таких жестких корневых зонах, по их краям и вблизи поверхностей субдукции, где происходит поддвижение литосферных плит, горизонтальные сжимающие напряжения, вероятно, могут достигать значительной величины. На это указывает тот факт, что землетрясения с магнитудой 6,5—7 наблюдаются в зонах Беньофа—Заварицкого на глубине 650 км. Ниже этого уровня они происходят редко и их магнитуда уменьшается, но единичные толчки были зафиксированы даже на глубине 800 км [52].

Судя по результатам измерений, тектонические напряжения подчиняются в общем одной и той же зависимости от глубины как на докембрийских платформах, так и в фундаменте палеозойских и мезозойских поясов складчатости и в породах кайнозойского (альпийского) складчатого пояса. Отчетливая анизотропия с преобладанием стресса, ориентированного перпендикулярно к горным хребтам, сформированным в процессе альпийской складчатости (Альпы, Япония) или ранее, но испытавшим поднятие в кайнозое (Норвежские каледониды, Аппалачи, Урал, Тянь-Шань), наблюдается не только в пределах самих возвышенностей, но и вблизи них. Это заметно как в фундаменте (Балтийский щит), так и в чехле платформ (Западная Канада). В таких зонах отношение σ_1/σ_3 составляет от 2 до 10. С удалением от них, например в Южной Швеции и Финляндии, напряжения в фундаменте становятся более изотропными ($\sigma_1 \leq 2\sigma_3$).

Следует отметить, что горизонтальные напряжения, которые возникают под действием гравитационного давления (веса пород) вследствие неровностей рельефа, обычно не превышают 20—30 кгс/см² даже в тех горных ущельях, где строятся гидроэлектростанции. С глубиной такое влияние локальных неровностей рельефа на напряженное состояние горных пород быстро сходит на нет и геостатическое давление осредняется по площади. Очевидно, наблюдаемые высокие добавочные, сверх геостатического давления, сжимающие напряжения можно отнести только на счет тектонических процессов. Так как время релаксации упругих напряжений не превышает 10³—10⁶ лет; их возникновение следует отнести к неотектоническому этапу [22, 43].

Как мы уже упоминали, величину и ориентировку тектонических напряжений можно определить по параметрам тех пар сравнительно узких зон контрастных, положительных и отрицательных аномалий силы тяжести в изостатической редукции, которые протягиваются вблизи крупных надвигов или поддвигов. Таковы зоны отрицательных аномалий в Предгималайском прогибе и положительных в Гималаях, связанные с поддвижением Индийской платформы под складча-

тое сооружение, и характерные зоны резких отрицательных аномалий в глубоких желобах и положительных — в островных дугах и в Андах. Эти аномалии связаны с субдукцией, поддвигом океанической коры под складчатые сооружения. Их амплитуда составляет от 80 до 200 мГал.

При смещениях типа надвиг-подвиг тот блок земной коры, который погружается наклонно вниз, оказывается ниже положения, соответствующего изостатическому равновесию. Поэтому здесь возникает отрицательная гравитационная аномалия. Надвинутый блок, напротив, приподнят выше положения равновесия; он характеризуется положительной аномалией силы тяжести в изостатической редукции. Более или менее уравновешенным оказывается весь комплекс в целом, состоящий из обоих блоков.

Определив по амплитуде аномалий разность давлений на уровне изостатической компенсации (Δp), зная наклон φ поверхности сместителя, например сейсмофокальной зоны Беньофа, и произведя разложение сил по правилу параллелограмма, можно приблизительно определить величину действующего в земной коре горизонтального сжатия $\sigma \approx \Delta p \operatorname{tg} \varphi$. Разность давлений Δp можно подсчитать также по профилям сейсмондирования, пересекающим такие зоны, вычислив плотность разных слоев коры по характерным для них скоростям волн. В зонах с максимальной амплитудой изостатических аномалий оба метода указывают на разность давлений $\Delta p = 1000 - 2000 \text{ кгс/см}^2$ и примерно такую же величину горизонтального сжатия, если $\varphi = 45^\circ$ [8, 13, 26].

Л.И. Лобковский и О.Г. Сорохтин приводят более развернутую формулу. Она связывает скалывающее напряжение τ на поверхности сместителя с разностью Δg аномалий силы тяжести в свободном воздухе, углом наклона сместителя φ , углом трения на поверхности взаимодействующих плит и углом внутреннего трения материала литосферы. При $\varphi = 40^\circ$ и $\Delta g = 200 \text{ мГал}$ величина τ , пропорциональная $\operatorname{tg} \varphi$, определена ими как $\tau = 10^9 \text{ дин/см}^2 = 1020 \text{ кгс/см}^2$ [25].

Сопряженные зоны положительных (на поднятиях) и отрицательных (на прогибах) изостатических аномалий возникают также вследствие волнообразного коробления земной коры под действием горизонтального сжатия. Такой механизм уже давно был рассмотрен Э. Гленни и Р. Ван-Беммеленом. Выпуклая часть волнообразно изогнутой коры оказывается приподнятой выше положения изостатического равновесия, а вогнутая — вдавленной в мантию. В некоторых случаях возникают взбросы или надвиги по контакту таких зон, характеризующихся противоположными вертикальными движениями, т.е. включается тот механизм образования контрастных пар изостатических аномалий, который мы уже рассмотрели.

Такой анализ изостатических аномалий с амплитудой 40–100 мГал позволяет обнаружить проявления тангенциального сжатия в земной коре не только в молодых складчатых поясах и в зонах тектонической активизации, но и далеко от них на платформах. Сопряженные зоны положительных и отрицательных аномалий на Индийской платформе, параллельные Предгималайскому прогибу, именно так были

истолкованы Д. Гленни. На территории СССР они известны у северного и южного склонов Большого Кавказа, у северного склона Малого Кавказа (в его восточной части), у Южного берега Крыма, у северного склона Карпат, у южного склона Большого Балхана, у северного склона Алайского хребта и южного склона Тянь-Шаня по обе стороны Ферганской котловины, у западного склона Южного и Северного Урала и восточного склона Северного Урала, на границе Украинского щита и Приднепровской низменности, у восточного склона Тимана, у западного и южного склонов Верхоянского хребта, между Западно-Сахалинским хребтом и Татарским проливом, у восточного склона Срединного хребта Камчатки и у побережья Корякского хребта. Во всех этих случаях наблюдаются высокие значения градиента изостатических аномалий между зонами противоположного знака, которые испытывают антиизостатические вертикальные перемещения, т.е. такие тектонические деформации, которые нарушают изостатическое равновесие [3, 4]. Основной причиной этих деформаций, по-видимому, является тангенциальное сжатие земной коры.

Такой же механизм приводит к образованию краевых валов в периферических частях океана. Краевые валы протягиваются вблизи глубоководных желобов на той их стороне, которая противоположна островным дугам. Они характеризуются положительными изостатическими аномалиями. Морфология и гравитационная характеристика валов объясняются как результат изгиба океанической плиты под действием горизонтального сжатия [20].

По совокупности геологических и геофизических данных и результатов непосредственных измерений общая характеристика напряженного состояния земной коры в различных регионах представляется в следующем виде. Почти на всей территории Северо-Американской платформы, от нижнего течения р. Миссисипи на юге до Полярного архипелага Канады, доминирует горизонтальное сжатие, ориентированное в направлении юго-запад — северо-восток или запад-юго-запад — восток-северо-восток. В Аппалачах и на плато Колорадо ось наибольшего сжатия имеет ориентировку юго-восток — северо-запад, а в западной и северо-западной части США — почти меридиональную, которая в Калифорнии образует угол около 40° с направлением крупного сдвига Сан-Андреас. Субгоризонтальные растягивающие напряжения отмечены в грабенах провинции Хребтов и Бассейнов на юго-западе США, при юго-восточной — северо-западной ориентировке осей растяжения или наименьшего сжатия, а также в поясе сбросов, окаймляющих с севера впадину Мексиканского залива [33, 56, 60].

Интенсивное сжатие вкрест простирания Альп, растяжение наискось и поперек Рейнского грабена и горизонтальное сжатие, ориентированное обычно в направлении юго-восток — северо-запад на большей части территории Франции и ФРГ, выявлены в Западной Европы по результатам измерения напряжений у поверхности и на глубине, по сейсмологическим данным и из анализа неотектоники. Эти обобщения и выводы о важнейшей роли субгоризонтальных сжимающих напряжений в неотектонических и современных движениях земной

коры в Западной Европе были сделаны Н. Павони, А. Шейдеггером, Г. Грейнером, К. Фруадево и др. [48].

Измерения напряженного состояния в рудниках на Восточно-Европейской платформе показали, что в северной и западной части Балтийского щита доминирует горизонтальное сжатие с северо-западной ориентировкой, которая варьирует от почти широтной до почти меридиональной [14, 17, 35, 36]. На остальной части платформы напряжения в разных направлениях, по-видимому, мало различаются по величине. О наличии горизонтального сжатия свидетельствуют нарушения изостазии в районе Тимана и в среднем течении Днепра.

По измерениям в глубоких рудниках Среднего и Южного Урала было установлено интенсивное субширотное сжатие, ориентированное перпендикулярно к простиранию хребта [2]. Это согласуется с выводами, которые можно сделать из анализа упомянутых выше изостатических аномалий на западном и восточном склонах Урала. Такая же согласованность имеет место между гравиметрическими данными и результатами натурных измерений напряженного состояния в рудниках Средней Азии [1].

В Центральной и Восточной Азии выясняется, главным образом из анализа неотектоники, механизмов смещения в очагах землетрясений и определения напряженного состояния в скважинах по методу гидроразрыва, сложная картина распределения областей с преобладанием сжатия, растяжения или сдвига [18, 31, 39, 42]. Сжатие с субгоризонтальной северо-восточной или меридиональной ориентировкой наибольших напряжений характерно для регионов Кавказа, Алтая, Тянь-Шаня, Куньлуня и Гималаев. В некоторых межгорных впадинах очаги землетрясений указывают на растяжение [7]. В грабенах Байкальской зоны и Северного Китая преобладает растяжение, ориентированное главным образом в северо-западном и субширотном направлениях [15, 59]. На Индийской платформе, судя по сейсмо-тектоническим данным, ориентировке зон изостатических аномалий и измерениям напряженного состояния в глубоком руднике Колар, доминирует сжатие с северо-западной ориентировкой, которая приближается к меридиональной вблизи Гималаев [51].

В Японии сейсмологические и геологические данные и результаты немногочисленных измерений в рудниках показывают отчетливую картину интенсивного сжатия, ориентированного вкрест общего простирания складчатых структур [31, 32, 34]. Это подтверждается и результатами геодезических измерений. Реперы, поставленные на западном и восточном побережьях о-ва Хонсю, сближаются со скоростью несколько сантиметров в год. По-видимому, аналогичная картина ориентировки напряжений, известная в сейсмофокальной зоне Курильской островной дуги, характеризует складчатый пояс Курил и Камчатки.

По смещениям в очагах землетрясений, происходивших в различных частях Бразилии, определена северо-западная ориентировка горизонтальных сжимающих напряжений в коре Южно-Американской платформы и под нею. В Кордильерах северной части материка доминирует сжатие, ориентированное в широтном направлении [28, 41].

Сейсмологические данные показывают, что не только активные

окраины литосферных плит, где происходит субдукция, но и внутренние части этих плит, расположенные в океанах, охвачены сжимающими горизонтальными напряжениями. Это характерно для областей Тихого, Атлантического и Индийского океанов, находящихся далеко от островных дуг и за пределами рифтовых зон [47]. Недавно были выполнены измерения напряженного состояния в базальтовом слое коры Тихого океана в скважинах, пробуренных к югу от Коста-Рики (на плите Наска) и западнее Восточно-Тихоокеанского поднятия (на Тихоокеанской плите). Они показали субгоризонтальное сжатие в направлении юго-восток — северо-запад, согласное с той ориентировкой, на которую указывают механизмы смещения в очагах землетрясений этого региона.

В то время, как сжимающие горизонтальные напряжения распространены очень широко на материках и на дне океанов, растяжение, ориентированное приблизительно перпендикулярно к простиранию рифтов и грабенов, локализовано, судя по сейсмологическим данным, только на небольшой площади в узких зонах у оси этих структур.

Нередко такие зоны выражены в виде рифтовой депрессии шириной в несколько километров, вложенной в более широкую рифтогенную структуру (Байкал, Красное море). Растяжение характерно для смещений в очагах землетрясений, происходящих в Байкальской рифтовой зоне, в рифтовой системе Восточной Африки, в узких впадинах провинции Хребтов и Бассейнов на западе США, в грабенах Северного Китая и в осевых зонах срединно-океанических хребтов. В центральной грабене Исландии и в зоне рифтов Восточной Африки процесс раздвижения блоков земной коры подтвержден геодезическими измерениями.

Считалось, что на срединных океанических хребтах состояние растяжения сменяется сжатием у изохроны 20 млн лет, т.е. охватывает осевую зону шириной в несколько сотен километров. Однако новейшие исследования показали, что это неверно. Такая смена в характеристике напряжений происходит гораздо ближе к оси хребта. Ширина зоны, в которой доминирует растяжение, в ряде случаев не превышает нескольких километров [57]. Очаги землетрясений располагаются здесь на небольшой глубине (2—8 км от уровня дна океана) и связаны, по-видимому, с внедрением интрузивных магматических тел [38].

По измерениям, сделанным *in situ* в базальтах и других массивных породах Исландии, растяжение в горизонтальном направлении было обнаружено только в узкой зоне в северной части центрального грабена. Сейсмическая активность, указывающая на растяжение, была зарегистрирована здесь в пределах полосы меридионального направления, имевшей ширину 2,5 км. К западу и востоку от нее в массивах пород были обнаружены сжимающие напряжения. Еще дальше от центрального грабена, как к западу, так и к востоку от него в прибрежных районах Исландии, натурные измерения показали горизонтальное сжатие, местами весьма интенсивное ($\sigma_1 + \sigma_2 \approx 200 \text{ кгс. см}^{-2}$) [35, 50].

В краевых частях Байкальской рифтовой зоны одновременно с углублением рифтов в ее осевой полосе происходило формирование надвигов, которое указывает на сжатие [24]. Всего лишь в 170 км к северу от Байкальской зоны рифтов, в рудниках на р. Мама, наблюдается интенсивное сжатие [11]. На северо-восточном фланге рифтовой зоны происходят землетрясения, в очагах которых ось наибольшего сжатия ориентирована горизонтально при вертикальном положении оси растяжения или минимального сжатия [15].

Таким образом, рифтовые зоны растяжения в земной коре протягиваются в виде сравнительно узких полос, обрамленных областями интенсивного сжатия. Это парадоксальное сочетание механизмов противоположного знака уже давно было предметом дискуссии между сторонниками теорий рифта и рампа, предложенных для объяснения генезиса структур Восточной Африки. Сторонники теории рампа указывали на наличие взбросов по краям рифтовых депрессий и на наличие таких горстов, как массив горы Рувензори. Этот горст выдвинут вверх до отметки 5109 м у края рифтовой зоны, протягивающейся на юг от оз. Альберт.

Еще резче подобная, парадоксальная на первый взгляд, ситуация проявляется в размещении молодых впадин растяжения, имеющих кору океанического типа (море Альборан, Тирренское море, южная часть Эгейского моря, моря Банда и Сулу в Индонезии, Филиппинский бассейн, Японское море, южная часть Охотского моря, северная и южная части Карибского моря), реже — уменьшенную по своей толщине кору материкового типа (Венгерская низменность, некоторые межгорные впадины). Все эти депрессии располагаются посреди или вблизи пояса альпийской складчатости и сформировались в позднем мезозое и кайнозое в связи с процессами растяжения, которое происходило, по-видимому, одновременно со складчатостью в соседних зонах. По расположению магнитных аномалий в Японском море и Филиппинском бассейне удастся наметить оси спрединга, с которым были связаны процессы растяжения. По косвенным данным (современный вулканизм, дегазация на разломах) можно думать, что такое растяжение происходит и сейчас во впадинах Тирренского и Охотского морей и в Филиппинском бассейне.

Измерения напряженного состояния по кернам, выбуренным в скважинах глубиной в несколько метров в ряде пунктов Южной Греции, показали, что растяжение, которое на палинспастических реконструкциях охватывает юг Эгейского моря, проявляется и в настоящее время в смежных частях материка [45].

Для большинства перечисленных впадин и задуговых бассейнов характерны пониженная скорость сейсмических волн в верхней мантии, повышенный тепловой поток и резко выраженные положительные аномалии силы тяжести в изостатической редукции (от 50 до 150 мГал). Следовательно, кора здесь приподнята на 500—1500 м выше того уровня, который соответствует равновесию.

В качестве вероятной причины раздвигания блоков земной коры, сокращения ее толщины и расширения площади впадин такого типа П. Н. Кропоткин [9] и Д. Кариг [19] указывали выдавливание вверх

наиболее пластичных масс разуплотненной ("аномальной") мантии в виде протрузий, мантийных диапиров и инъекций пластичного материала в зонах спрединга. Такое выдавливание под действием сжатия между корнями материковых глыб и фронтальными частями погружающихся в процессе субдукции охлажденных океанических плит предполагается и в позднейших геодинамических схемах образования задуговых бассейнов [53].

Если эти соображения окажутся справедливыми, то для обоих типов структур растяжения — рифтовых зон и задуговых или межгорных впадин — процессы растяжения земной коры нужно будет связывать с преобладанием сжатия в более глубоких слоях, достаточного для того, чтобы магматический материал был здесь внедрен в кору (расклинивающий эффект инъекций и диапиризма). Подъем мантийного материала отчасти был связан с тем, что аномальная мантия под рифтами и такими впадинами имеет пониженную плотность. В настоящее время общая площадь тех зон земной коры, где в ней (или в верхних ее слоях) доминируют горизонтальные растягивающие напряжения, вероятно, не превышает $5-10$ млн км², т.е. $1-2\%$ поверхности земного шара.

На границе зон преобладающего растяжения и сжатия и на тех разломах, где сжатие ориентировано под косым углом к простиранию сместителя, развиваются сдвиговые дислокации. Они наиболее отчетливо выражены в Калифорнии (разлом Сан-Андреас) и в средней части Азиатского континента [42]. В таких областях, где получают развитие сдвиговые смещения, ось наибольшего сжатия σ_1 и ось растяжения или наименьшего сжатия σ_3 занимают положение, близкое к горизонтальному. Подобная ориентировка осей нередко наблюдается и в очагах землетрясений Тихоокеанского подвижного пояса, в котором преобладает горизонтальное сжатие вкрест простирания складчатых структур [5].

Таким образом, современное напряженное состояние земной коры характеризуется интенсивным горизонтальным сжатием на площади, составляющей около 95% поверхности Земли. Это существенно отличается от той картины распределения сжатия и растяжения в земной коре, которая соответствует известным схемам конвекционных течений в мантии. Высокие значения ($800-2000$ кгс/см²) сжимающих напряжений в земной коре трудно получить в моделях тепловой конвекции или в моделях конвекции, обусловленной гравитационной дифференциацией. Не соответствует этим моделям и распределение областей пониженного и повышенного геостатического давления на уровнях поверхностях в мантии, рассчитанное по изостатическим аномалиям и по данным сейсмической томографии до глубины 150 км [10, 58].

Наблюдаемые высокие значения сжимающих напряжений можно объяснить только в такой геодинамической модели, которая учитывает контракционный механизм, т.е. сокращение радиуса Земли. На происходящее в современную эпоху сокращение размеров Земли указывают астрономические данные о неприливных изменениях скорости вращения Земли [44]. Однако геодинамическая модель должна

учитывать и формирование структур, связанных с растяжением коры в зонах спрединга и образованием рифтов, грабенов и океанических впадин. Такой синтез возможен, если опираться на принципы пульсационной геотектонической теории В. Бэчера и В.А. Обручева [23]. В этой теории предполагается, что при чередовании фаз сжатия и расширения Земли эффекты сжатия (складчатость, надвиги, подвиги, шарьяжи с сокращением поверхности коры) суммируются в одних зонах, а эффекты расширения — в других, где поверхность коры возрастает по мере роста площади рифтогенных структур. Ясно, что при таком механизме промежуточные блоки, не изменяющие своей площади, должны дрейфовать от зон растяжения к зонам сжатия. Таким образом, в пульсационную геодинамическую модель автоматически включается и принцип мобилизма. Значительные перемещения масс коры и мантии приводят вследствие непрерывности сплошных сред к "псевдоконвекции", т.е. к вынужденным процессам образования крупных ячеек конвекционного типа в мантии Земли.

Наблюдаемое напряженное состояние земной коры в современную эпоху, по-видимому, отражает преобладание сжатия над расширением на неотектоническом этапе развития Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айтматов И.Т., Вдовин К.Д., Кожоголова К.Ч. Некоторые результаты измерения напряжений в пределах Курусай-Туранглинского рудного поля // Измерение напряжений в массиве горных пород. Новосибирск, 1976. Ч. 2. С. 32–34.
2. Алейников А.Л., Боровиков В.Ф., Зубков А.В., Халевиш Н.И. Геодинамика Урала по данным природных и модельных исследований // Геология и геофизика. 1977. N 2. С. 156–158.
3. Артемьев М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М.: Наука, 1966. 138 с.
4. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 216 с.
5. Балакина Л.М. Землетрясения и тектоника окраин Тихого океана // Природа. 1984. N 3. С. 27–33.
6. Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
7. Егоркина Г.В., Ракитов В.А., Гаретовская И.В., Егоров Л.М. Анизотропия скоростей сейсмических волн и напряженное состояние земной коры на территории Армении // Геотектоника. 1977. N 2. С. 75–84.
8. Исаев Е.Н., Ушаков С.А., Гайнанов А.Г. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972. С. 69–83.
9. Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры // Геотектоника. 1967. N 5. С. 25–40.
10. Кропоткин П.Н. Новая геодинамическая модель // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, N 3. С. 575–578.
11. Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–25.
12. Кропоткин П.Н., Фролов Б.Н. Напряженное состояние и сколовые деформации в коре и верхней мантии // Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974. С. 86–91.
13. Ларионов Л.В. Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига // Геотектоника. 1975. N 3. С. 105–108.
14. Марков Г.А. О распространении горизонтальных тектонических напряжений вблизи поверхности в зонах поднятий земной коры // Инж. геология. 1980. N 1. С. 20–30.

15. Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 120—125.
16. Мюллер М. Механика скальных массивов. М.: Мир, 1971. 254 с.
17. Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород) : Под ред. П.Н. Кропоткина. М.: Наука, 1973. 188 с.
18. Николаев П.Н. К вопросу о механизме деформации земной коры и верхней мантии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. N 1. С. 26—43.
19. Новая глобальная тектоника: Тектоника плит. М.: Мир, 1974. 472 с.
20. Океанология: Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
21. Поля напряжений и деформаций в литосфере /Под ред. А.С. Григорьева, Д.Н. Осокиной. М.:Наука, 1979. 256 с.
22. Пономарев В.С. Парадокс релаксации напряжений в горных породах // Природа. 1985. N 5. С. 53—61.
23. Проблемы расширения и пульсаций Земли /Под ред. П.Н. Кропоткина, Е.Е. Милановского. М.: Наука, 1984. 192 с.
24. Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205, N 4. С. 920—923.
25. Сорохтин О.Г. Строение активных переходных зон от океанов к континентам и их роль в образовании континентальной земной коры // Развитие идей Г.А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982. С. 226—248.
26. Ушаков С.А., Исаев Е.Н., Красс М.С. Динамика литосферы в области перехода от континентов к Тихому океану // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1968. N 1. С. 27—37.
27. Adams J. Stress-relief buckles in the McFarland quarry, Ottawa //Canad. J. Earth Sci. 1982. Vol. 19, N 10. P. 1883—1887.
28. Assumpcao M., Suarez G., Veloso J.A. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field // Tectonophysics. 1985. Vol. 113, N 3/4. P. 283—293.
29. Bell J.S., Gough D.I. Intraplate stress orientations from Alberta oil-wells // Evolution of the Earth /Ed. R.J. O'Connell, W.S. Fyfe. Amer. Geophys. Union, 1981. P. 96—104. (Geodynamics Ser.; Vol. 5).
30. Brown E.T., Hoek E. Trends in relationships between measured in situ stresses and depth // Intern. J. Rock Mech. and Mining Sci. 1978. Vol. 15, N 4. P. 211—215.
31. Eguchi T. Tectonic stress field in East Eurasia // Phys. Earth and Planet. Inter. 1983. Vol. 33, N 4. P. 318—327.
32. Fukao Y., Yamaoka K. Stress estimate for the highest mountain system in Japan // Tectonophysics. 1983. Vol. 2, N 5. P. 453—471.
33. Gough D.I., Fordjor C.E., Bell J.S. A stress province boundary and tractions on the North American plate // Nature. 1983. Vol. 305, N 5935. P. 619—621.
34. Hashimoto M. Numerical modelling of the three-dimensional stress field in Southwestern Japan // Tectonophysics. 1982. Vol. 84, N 2/4. P. 247—266.
35. Hast N. The state of stress in the upper part of the Earth's crust // Ibid. 1969. Vol. 8, N 3. P. 169—211.
36. Hast N. The state of stress in the upper part of the Earth's crust as determined by measurements of absolute rock stress // Naturwissenschaften. 1974. Bd. 61, N 11. P. 468—475.
37. Joraa T. the deep structure of the continents // Sci. Amer. 1979. N 1. P. 70—82.
38. Lilwall R.C. Seismicity of the oceanic rifts // Continental and oceanic rifts. Amer. Geophys. Union, 1982. P. 63—80. (Geodyn. Ser.; Vol. 8).
39. Li Ziqiang, Cao Xinling, Chen Jiageng et al. Some considerations on the recent tectonic stress field of China // Tectonophysics. 1985. Vol. 117, N 1/2. P. 161—176.
40. McGarr A., Gay N.C. State of stress in the Earth's crust // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1978. Vol. 6. P. 405—436.
41. Mendiguren J.A., Richter F.M. On the origin of compressional intraplate stresses in South America // Phys. Earth and Planet. Inter. 1978. Vol. 16, N 4. P. 318—326.
42. Molnar P., Tapponier P. The collision between India and Eurasia // Sci. Amer. 1977. N 4. P. 30—41.
43. Near-surface in situ stress // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 11. P. 9323—9370.
44. Newton R.I. The secular acceleration of the Earth's spin // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985. Vol. 80, N 2. P. 313—328.

45. Paquin C., Bloyet J., Angelidis C. Tectonic stresses on the boundary of the Aegean domain: in situ measurements by overcoring // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 110, N 1/2. P. 145—150.
46. Ranalli G., Chandler T.E. The stress field in the upper crust as determined from in situ measurements // *Geol. Rdsch.* 1975. Bd. 64, N 2. S. 653—674.
47. Richardson R.M., Solomon S.S., Sleep N.H. Tectonic stress in the plates // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1979. Vol. 17, N 15. P. 981—1019.
48. Rock mechanics, Suppl. 9. Springer, 1980. 217 p.
49. Schäfer K. Recent thrusting in the Appalachians // *Nature*. 1979. Vol. 280, N 5719. P. 223—226.
50. Schäfer K. In situ strain measurements in Iceland // *Mobile Earth. Intern. Geodyn. Project, Final Rep. Fed. Rep. Germany*. Boppard: Boldt, 1980. P. 42—43.
51. Scheidegger A.E., Padale J.G. A geodynamic study of peninsular India // *Rock Mech.* 1982. Vol. 15, N 4. P. 209—241.
52. Stark Ph.B., Frolich C. The depths of the deepest deep earthquakes // *J. Geophys. Res.* B. 1985. Vol. 90, N 2. P. 1859—1896.
53. Toksöz M.N., Bird P. Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus // *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins* / Ed. M.P. Talwani, W.C. Pitman. Amer. Geophys. Union, 1977. P. 379—393. (Maurice Ewing Ser.; Vol. 1).
54. Voight B., Taylor J.W., Voight J.P. Tectonophysical implications of rock stress determinations // *Geol. Rdsch.* 1969. Bd. 58, N 3. S. 655—676.
55. Watznauer A. Über die Möglichkeit des Auftretens einer tektonischen Komponente im Gebirgsdruck // *Intern. Gebirgsdrucktagung, Leipzig*, 1958. B.; Akad. Verl., 1958. S. 126—133.
56. Wesnousky S.G., Scholz C.H. The craton: its effect on the distribution of seismicity and stress in North America // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48, N 2. P. 348—355.
57. Wiens D.A., Stein S. Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* B. 1984. Vol. 89, N 13. P. 11442—11464.
58. Woodhouse J.H., Dziewonski A.M. Mapping the upper mantle: Three-dimensional modelling of Earth structure by inversion of seismic waveforms // *Ibid.* N 7. P. 5953—5986.
59. Zhang Buchun, Jia Sanfa, Wang Tonghe, Zheng Binghua. Intraplate seismotectonic features of North China // *Tectonophysics*. 1985. Vol. 117, N 1/2. P. 177—191.
60. Zoback M.L., Zoback M. State of stress in the conterminous United States // *J. Geophys. Res.* B. 1980. Vol. 85, N 11. P. 6113—6156.

УДК 551.24

Б.Г. Поляк

РАЗЛИЧИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В СОВРЕМЕННЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ

Вулканизм — самое яркое проявление высокой геотермальной активности, свойственной подвижным тектоническим поясам. И. Йокояма [22] и другие вулканологи установили, что его полный геоэнергетический эффект (E_{Σ}), т.е. количество глубинной энергии, сбрасываемой в этом процессе за пределы твердой Земли, на 90—99% определяется количеством тепла, аккумулированного в продуктах извержений. Величина этой тепловой энергии (E_{th}) пропорциональна массе продуктов M и их теплосодержанию i , которое зависит от их температуры на выходе T_m , теплоемкости C и теплоты кристаллизации α : $E_{th} = M \cdot i = M[(T_m - T)C + \alpha]$. Поэтому продуктивность вулканизма, т.е. средний дебит или расход магмы за время накопления t данной массы вулканитов $P = M/t$, практически адекватно отображает мощность процесса $N = E_{\Sigma}/t \approx E_{th}/t$. Следовательно, для энергетической характеристики

вулканизма в первом приближении достаточно ограничиться анализом его продуктивности. Такой анализ одновременно позволяет выяснить динамику процесса, без знания которой невозможно создать его реалистическую физическую модель, будь то деятельность одиночного вулкана или эволюция их региональных или глобальных ассоциаций.

Но для этого нужно пользоваться только однородными данными, т.е. характеризующими однопорядковые проявления вулканизма и сходные интервалы геологического времени. Помнить об этом совершенно необходимо, поскольку проявления вулканизма, как хорошо известно, образуют иерархическую систему, в которой разные категории принципиально различаются по своим масштабам (продолжительности развития и геологическим последствиям), причем каждое вышестоящее звено состоит из серии более низких по рангу.

Элементарным звеном иерархической системы вулканических явлений наиболее естественно считать отдельный акт извержения. Статистический анализ количественных данных о 179 таких событиях на 52 разных вулканах мира показал, что средний расход магмы в период извержения неуклонно убывает при увеличении его продолжительности, причем это происходит вне всякой зависимости от структурно-тектонической позиции вулкана, характера его деятельности и состава продуктов. Та же самая закономерность обнаруживается и в следующей иерархической категории вулканических явлений — общей жизнедеятельности многоактивных индивидуальных эруптивных аппаратов. Изучение нескольких десятков таких аппаратов с надежными оценками времени возникновения и массы продуктов показало, что средняя за все время жизни каждого аппарата его продуктивность столь же систематически уменьшается по мере увеличения его возраста. Существование единой тенденции убывания продуктивности в обеих рассмотренных последовательных категориях проявлений вулканизма, отмеченное ранее [9], вполне естественно: эта тенденция отражает импульсное истощение динамических запасов магмы в очаге, питающем вулкан.

Изучение более высоких по рангу проявлений вулканизма — их региональных и глобальных ассоциаций — обеспечивает выявление важнейших геолого-исторических особенностей процесса. Но используемые для этого количественные характеристики вулканизма должны быть, во-первых, объективны, а во-вторых, пригодны для медрегиональных сопоставлений. К сожалению, этим условиям удовлетворяют далеко не все публикуемые оценки. Порой в литературе указываются валовые показатели геологического или энергетического эффекта вулканизма (масса его продуктов или аккумулированная в них тепловая энергия), абстрагированные как от размеров рассматриваемого района, так и от продолжительности характеризующей эпохи. Такие оценки могут привести и приводят к ошибочным представлениям о региональных различиях уровня вулканической активности или изменениях этого уровня во времени (например, в довольно частых случаях сравнения валовых эффектов вулканизма за разные по длине геологические периоды).

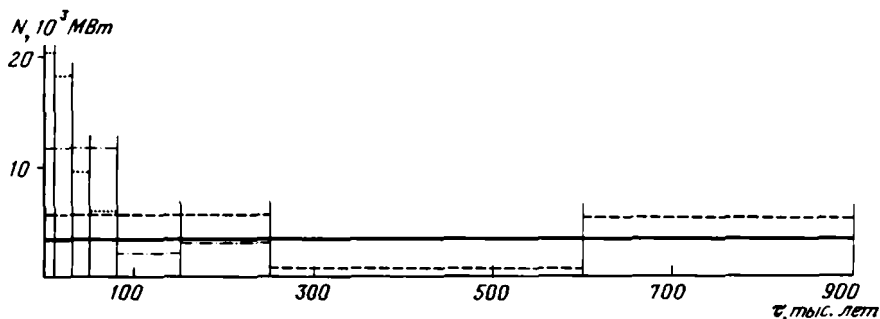


Рис. 1. Флюктуации общей мощности вулканизма на Камчатке в последние 850 тыс. лет по [8]

Для выявления временных особенностей процесса можно пользоваться только оценками его интенсивности, т.е. мощности или продуктивности. Но общая продуктивность вулканизма способна характеризовать его динамику только в одном и том же районе, да и то лишь при определенных условиях. Об ограниченных возможностях интерпретации таких показателей свидетельствует сопоставление данных мощности вулканизма на разных этапах четвертичной истории Камчатки (рис. 1) — продуктивность голоценового вулканизма в 6 раз превосходила средний общеплейстоценовый уровень. Несомненно, однако, что аналогичные кратковременные вспышки вулканизма могли происходить на Камчатке и в более древние эпохи, для которых пока не удалось провести столь же дробного расчленения вулканитов по возрасту. Отсюда ясно, что для выявления динамики процесса сравниваемые интервалы должны быть по возможности равновелики.

Для межрегиональных сопоставлений совершенно необходимо учитывать еще и разницу в размерах сравниваемых районов вулканической активности. Но не так-то просто объективно охарактеризовать эти размеры. С физической точки зрения наиболее оправданным было бы использовать в качестве такой характеристики площадь зоны магмогенерации, т.е. избыточного теплового питания, порождающего вулканизм. Но эту площадь трудно определить даже в районах современного вулканизма, не говоря уж об их палеоаналогах. Вряд ли, например, эту площадь сколько-нибудь объективно характеризуют ареал поверхностного распространения соответствующих вулканитов или рамки геологической структуры, в которой находятся действующие вулканы. Известно, однако, что проявления вулканизма на земном шаре группируются более или менее линейно, образуя вулканические пояса, совпадающие с тектонически подвижными линейaments [5]. Поэтому наиболее свободными от субъективных ошибок и всякого рода допущений количественными показателями региональной интенсивности вулканизма являются линейные, т.е. отнесенные к единице длины L рассматриваемого участка по простиранию вулканического пояса; в литературе чаще всего сегодня пользуются

объемной оценкой $V_l = V_n / t \cdot L$, где V_n — приведенный к единой плотности суммарный объем разновозрастных вулканитов.

Именно такой показатель позволяет объективно сопоставить интенсивность синхронного вулканизма в разных зонах его проявления. Выбранные для этого интервалы геологического времени должны быть еще и достаточно продолжительными, чтобы реальная картина не затухивалась эпизодическими кратковременными флюктуациями мощности процесса вроде голоценовой вспышки вулканизма на Камчатке. Еще резче такие флюктуации и даже в геологически (тектонически) однотипных структурах проявляются при укорочении хронологического интервала. Например, судя по имеющимся данным [4], средняя за исторический период наблюдений, не превышающий сотен лет, линейная продуктивность вулканизма в находящихся на одной и той же стадии развития островных дугах Тихоокеанского пояса различается почти в 40 раз, а в трех вулканических провинциях Анд — более чем в 10 раз. Столь же важно, чтобы сопоставляемые отрезки вулканических поясов были достаточно протяженными, поскольку и вдоль простираения этих поясов интенсивность вулканизма тоже варьирует (рис. 2). Локализация максимумов вулканической активности вдоль простираения единого пояса представляется в статистическом смысле случайной (по-видимому, именно так и обстоит дело в ситуациях, показанных на рис. 2). Но в некоторых районах такие максимумы выглядят закономерными. Один из них постоянно проявляется на Камчатке в одном и том же отрезке геологического профиля вдоль ее простираения в течение верхнего, среднего и нижнего плейстоцена [8]. Теперь выяснилось, что его позиция согласуется и с максимумом гидротермальной активности (рис. 3). По данным П.И. Токарева [12], на этом же отрезке профиля в период 1901—1967 гг. чаще всего происходили землетрясения. Этот сегмент Камчатки лежит на стыке простираний Алеутской сейсмофокальной зоны и подводного Императорского хребта, и его энергетическая специфика, по-видимому, не случайна.

Приведенные данные показывают, что локальные или кратковременные оценки продуктивности вулканизма нельзя экстраполировать ни на всю его историю в том или ином регионе, ни на всю область синхронного проявления процесса. Представляется, что это также справедливо и в отношении сейсмичности, но ее палеоуровень, по-видимому, вообще невозможно объективно реконструировать прямыми количественными оценками.

Что же касается вулканизма, то такие данные могут быть получены путем целенаправленного картирования и датирования его продуктов и реконструкции их первоначальных объемов с учетом возможных масштабов ветрового разноса и позднейшей эрозии. Такие детальные работы благодаря усилиям очень многих исследователей уже проведены с большей или меньшей тщательностью в некоторых вулканических районах подвижных поясов разного типа. Это Исландия, Камчатка, Курильские, Японские и Марианские острова, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Новая Зеландия, Центральные Анды, Малые Антиллы, Центральная Америка, Орегонский сегмент северо-

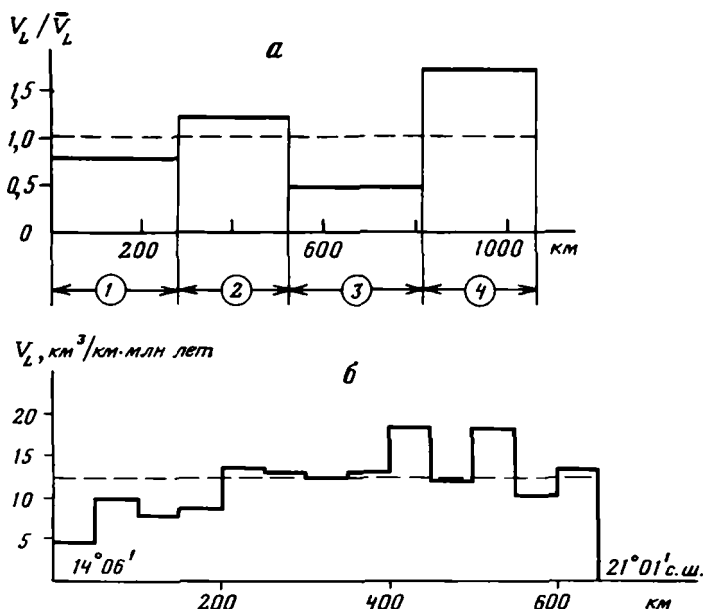


Рис. 2. Вариации линейной продуктивности вулканизма вдоль простираения подвижных поясов

а - Центральная Америка, четвертичный период (по данным [15]). Сегменты: 1 - Гватемальский, 2 - Сальвадорский, 3 - Никарагуанский, 4 - Коста-Риканский; б - Марианская дуга, 0 - 5 млн лет (по данным [19]). Пунктиром обозначен средний уровень

американских Кордильер, Иранский и Паннонский сегменты Альпийско-Гималайского пояса, Кенийское и Эфиопское звенья Восточно-Африканской рифтовой системы. Полученные на основании этих материалов количественные оценки представляют собой величины линейной продуктивности вулканизма, осредненной по всему изученному отрезку того или иного пояса. Эти данные отражают динамику вулканической активности в исследованных районах главным образом на неоген-четвертичном этапе их развития, но в некоторых случаях и на более древних. Они не подтверждают распространенных представлений о существовании панрегиональных и даже глобальных квазиритмов вулканической деятельности. Например, как видно из рис. 4, в Исландии максимум продуктивности вулканизма отмечался 6-10, в Каскадных горах - 14-16, а в Японии - 19-26 млн лет назад. Представления же о синхронности вспышек вулканизма опираются только на распределения радиометрических датировок вулканогенных пород. Но, как показывает пример Центральных Анд [4], частота датировок изученных вулканитов отнюдь не точно соответствует интенсивности вулканизма в конкретном хронологическом интервале.

Ясно, что чем длиннее интервал осреднения продуктивности вулканизма во времени, тем меньше влияют на результат кратковременные флюктуации мощности процесса и тем представительнее полученные оценки. Именно такие "долговременные" оценки линейной продук-

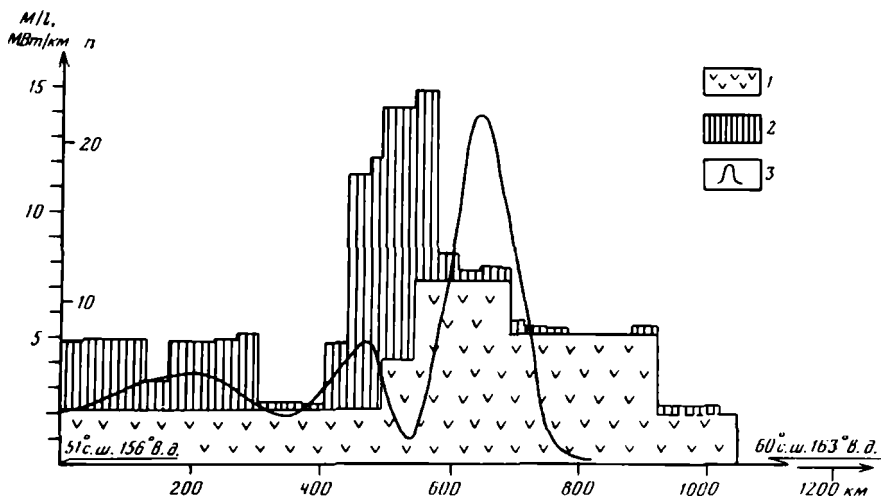


Рис. 3. Распределение конвективных потерь внутриземного тепла вдоль простираия вулканических поясов Камчатки

1 эффект вулканизма; 2 эффект разгрузки гидротерм; 3 частота землетрясений в период 1901–1967 гг., по П. И. Токареву [12]

тивности вулканизма были использованы для выявления его пространственных особенностей [7]. Упорядоченные по величине, эти оценки укладываются в ясно выраженную систему, отражающую стадийность развития земной коры и свидетельствующую об энергетической специфике подвижных поясов разного типа (табл. 1).

Максимальной вулканической активностью отличается океаническая стадия развития коры: на этой стадии в срединно-океанических хребтах средняя долговременная продуктивность вулканизма, судя по "исландским" данным, составляет примерно $40\text{--}50 \text{ км}^3/\text{км}\cdot\text{млн лет}$. На переходной стадии эволюции коры вулканическая активность меньше и постепенно ослабевает по мере роста геосинклинальных поднятий островных дуг и созревания в них гранитно-метаморфического слоя – от $10\text{--}20$ в структурах, где становление этого слоя только начинается, до $2\text{--}7 \text{ км}^3/\text{км}\cdot\text{млн лет}$ там, где он уже хорошо выражен. На последнем уровне остается продуктивность вулканизма и в начальный (орогенный) этап континентальной стадии эволюции коры – на новообразованных окраинах материков и в соседних периферических участках более древней континентальной коры, подвергающихся в это время тектоно-магматической активизации, т.е. в окраинно-материковых горно-глыбовых или вулканоплутонических поясах. В межконтинентальных (внутриконтинентальных) поясах, возникающих при тектоническом сближении соседних материковых плит и замыкании океанических бассейнов, вулканическая активность снижается до минимума и в конце концов прекращается вовсе. Так, в эволюции региональных вулканических зон, т.е. уже в геолого-историческом выражении проявляется все та же общая тенденция

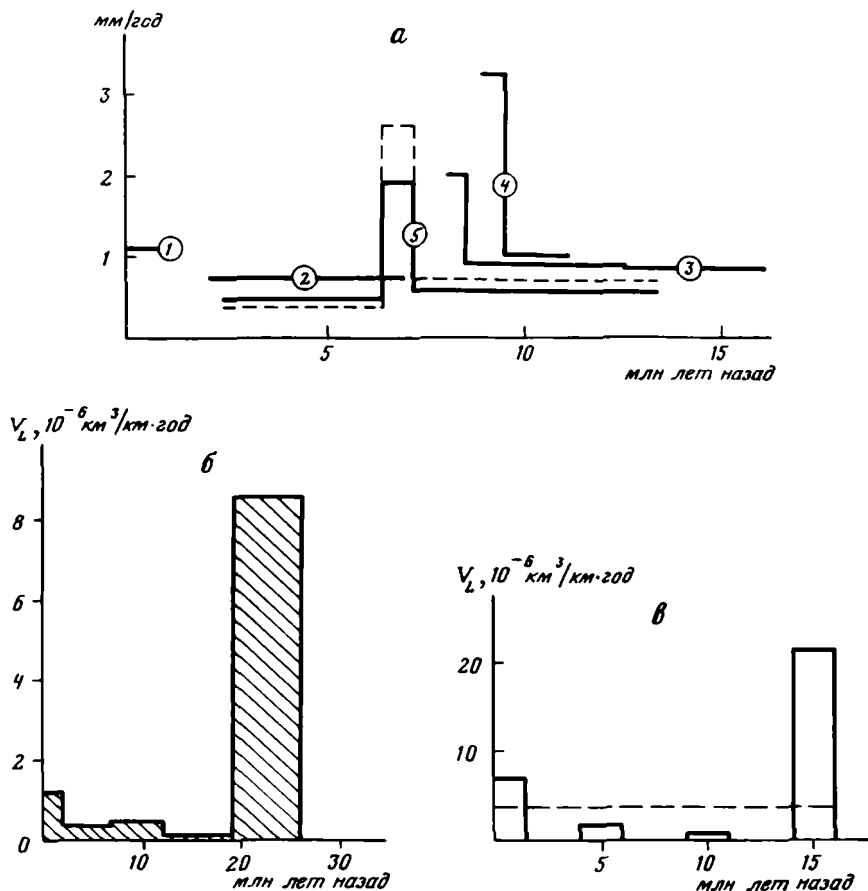


Рис. 4. Изменения интенсивности вулканизма во времени

а — темп накопления вулканитов в Исландии: 1 — в Срединной зоне (по [3]), 2 — в Западной Исландии (по [17]), 3 — в Северо-Западной Исландии (по [1]), 4 — в Северной Исландии (по [18]), 5 — в Восточной Исландии (по [20]); б — линейная продуктивность вулканизма в Северо-Восточной Японии (по данным [6], [20]); в — то же, в Каскадных горах (по [16]) (пунктиром показан средний уровень за последние 16 млн лет)

убывания продуктивности вулканизма с течением времени, которая характерна для любых его иерархических категорий.

Но при рифтогенной активизации материковых областей интенсивность вулканизма снова возрастает; его продуктивность местами возрастает до $12-16 \text{ км}^3/\text{км} \cdot \text{млн лет}$ и при прогрессивном развитии процесса вплоть до полного раскалывания континентальной литосферы может вновь приблизиться к "рифто-океаническому" максимуму. Таким образом, региональная интенсивность вулканизма обусловлена сочетанием двух факторов, определяющих степень проницаемости коры для мантийных расплавов: 1) степенью зрелости гранитно-метаморфического слоя и 2) геодинамической обстановкой (растяжения при формировании океанической коры в зонах спрединга,

Таблица 1

Изменение интенсивности вулканизма в процессе эволюции земной коры

Стадия эволюции земной коры	Присутствие гранитно-метаморфического слоя	Зоны проявления вулканизма		"Долговременная" линейная продуктивность вулканизма, $10^{-6} \text{ км}^3/\text{км} \cdot \text{год}$	Изученные региональные примеры
				0 5 10 15 20 25 30 35 40	
Океаническая	Отсутствует	Срединно-океанические хребты			Исландия, Срединно-Атлантический хребет, 36° с.ш.
Переходная	Формируется  Локальное	Островные дуги	Энсиматические		Курилы, Марианы, Малые Антиллы
			Энсиалические		Япония, Новая Зеландия
Континентальная	Повсеместное	Окраинно-материковые пояса			Центральные Анды, Каскадные горы, Охотско-Чукотский пояс
		Внутриматериковые пояса	Орогенетические		Центральный Иран, Эльбурс, Паннионский бассейн
?	Разрушается		Рифтовые		Кенийско-Эфиопская ветвь Африкано-Аравийского пояса

Таблица 2

Соотношение вулканической и сейсмической активности в тектонически мобильных поясах

Область	Мощность неоген-четвертичного вулканизма		Относительная, %	Мощность землетрясений относительная, % [2]
	Абсолютная			
	10 ¹¹ Вт	10 ²⁶ эрг/год		
Континенты	0,18	0,06	14	> 95
Зона перехода	0,62	0,20		
Океаны	5,0	1,58	86	< 5
(срединные хребты)				
Σ	5,8	1,84	100	100
• Трансзападный пояс				
• Тихоокеанский пояс.				

* Трансатлантический пояс

** Тихоокеанский пояс.

постепенного общего сжатия в процессе становления, скучивания и консолидации материковых блоков и повторного растяжения при континентальном рифтогенезе).

Выяснение уровней вулканической активности в разной тектонической обстановке позволило уточнить ее глобальный энергетический эффект на нынешней стадии эволюции Земли (табл. 2). В зрелой континентальной коре этот эффект удалось оценить по массе вулканитов соответствующего возраста, законсервированных в осадочной оболочке материков и, следовательно, продуцированных уже после становления гранитно-метаморфического слоя. Необходимые для этого палеовулканологические реконструкции были сделаны в течение многих лет А.Б. Роновым, В.Е. Хаиным, А.Н. Балуховским и К.Б. Сеславинским [10]. Из этих данных следует, что в течение неогена средняя тепловая мощность вулканизма в континентальной коре была не более 20000 МВт, что в 1000 раз меньше кондуктивных тепловпотерь через площадь материков. Кстати, те же реконструкции показали, что в послесилурийский этап развития континентов вулканическая активность в их пределах постоянно ослабевала. Это подтверждает универсальность генерального тренда убывания продуктивности вулканизма с течением времени. Глобальное (в масштабе фанерозойской истории всего континентального блока) выражение этой тенденции естественным образом согласуется с исчерпанием источников внутриземной энергии — "выгоранием" радиоактивных элементов, затуханием гравитационной дифференциации, уменьшением эффекта приливного трения — и, следовательно, отражает общую направленность энергетической эволюции Земли.

Энергетический эффект синхронного (неоген-четвертичного) вулканизма в зоне перехода, т.е. современного формирования континентальной коры рассчитан путем осреднения его эффектов в разных структурах этой зоны и экстраполяции результата на всю длину современных островодужных систем. В свете сказанного ранее, при

таким подходе не исключена возможность некоторого искажения реальной картины, но он пока является вынужденным ввиду отсутствия точных данных о полной длине структур зоны перехода, находящихся на той или иной стадии развития. В результате тепловая мощность новейшего вулканизма в зоне перехода оценивается примерно втрое выше, чем на гораздо большей площади зрелой континентальной коры.

Геоэнергетический эффект вулканизма, связанного с развитием океанической коры, оценен экстраполяцией "исландских" данных на всю длину мировой системы срединно-океанических хребтов. Он в 8 раз выше, чем в зоне перехода. Общая продуктивность океанского вулканизма, обеспечивающая такую его тепловую мощность, составляет в объемном выражении $3,36 \text{ км}^3/\text{год}$. Эта оценка практически идеально совпадает с полученной на основании иных соображений другими исследователями — $3,31 \text{ км}^3/\text{год}$ [11]. Такое совпадение кажется хорошим подтверждением правильности расчетов.

В заключение остановимся очень коротко на сопоставлении вулканизма и сейсмичности. Во времени эти разные формы эндогенной активности в тектонически подвижных поясах совпадают, но пространственное распределение их энергетических эффектов антагонистично. Это уже не раз отмечалось в ходе региональных исследований окраинно-материковых поясов и современных островодужных систем. Например, на Камчатке, как показало ее многолетнее изучение [13], максимальная сейсмичность приурочена к верхнему слою литосферы толщиной 40 км, протягивающемуся от океанского склона глубоководного желоба в сторону полуострова и резко обрывающемуся под ним вертикальным асейсмическим фронтом, который трассирует простирающиеся Восточного вулканического пояса; под этим поясом верхняя мантия до глубин 80–100 км практически асейсмична, а в зоне проекции его вулканов на наклонную часть сейсмофокальной зоны частота землетрясений резко убывает. По мнению камчатских сейсмологов [13], все это свидетельствует в пользу представления о том, что размещение вулканов контролируется процессами, происходящими в сейсмофокальной зоне на глубинах 100–200 км. Однако под многими вулканическими зонами сейсмическая обстановка иная. Одни из них проектируются на более глубокие части сейсмофокальной зоны (например, как указано в цитированной работе [13], Срединный вулканический пояс той же Камчатки — на глубину 370 км), другие же связаны с мелкофокусной сейсмичностью (вулканизм океанических рифтов). Существование, наряду с этим, "авулканических" сейсмических зон (например, в Средней Азии) не позволяет считать вулканизм непременно следствием сейсмичности, обеспеченным ею энергетически. Главным аргументом против такого представления является глобальный антагонизм проявления этих разных форм эндогенной активности (см. табл. 2). Вулканическая деятельность, как следует из полученных оценок, почти целиком сконцентрирована в срединно-океанических хребтах, т.е. в зонах образования океанической коры. Напротив, сейсмическая активность, судя по довольно, правда, старым оценкам относительной мощности землетрясений, помещенным

в той же таблице, сосредоточена в зрелой континентальной коре и (главным образом) в зоне ее современного формирования.

Для окончательных суждений по вопросу о связи вулканизма с сейсмичностью последняя должна быть глубже изучена в геознергетическом аспекте. Существующие оценки глобальной мощности землетрясений весьма разноречивы. Большинство их намного (некоторые — на два порядка величины) ниже тепловой мощности вулканизма. Уточнение этих оценок и обоснование возможности распространения их на гораздо более продолжительные, чем период инструментальных наблюдений, т.е. на геологически значимые промежутки времени — задача сейсмологов. В имеющихся оценках, по-видимому, учтены не все последствия сейсмических событий. Следует, однако, иметь в виду, что тепловой эффект их, помимо поглощения упругих волн, может быть связан только с трением при перемещении блоков вдоль разрывов, образующихся при землетрясениях; само же образование разрывов и движение блоков, очевидно, должны сопровождаться трансформацией упругой энергии в латентные формы (поверхностную и потенциальную гравитационную энергию), а не в тепло. Несомненно, дальнейшее всестороннее изучение энергетики сейсмических явлений и их связи с вулканизмом в региональном и глобальном плане прольет свет на природу и масштабы эндогенной активности, столь ярко проявляющейся в тектонически подвижных поясах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахметьев М.А. Неоген Исландии. Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР. 1980. 52 с.
2. Гутенберг Б., Рихтер Ч. Сейсмичность Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 160 с.
3. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Геотермальная активность: Исландия и срединно-океанический хребет: (Глубинное строение, сейсмичность, геотермия). М.: Наука, 1977. 195 с.
4. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 479 с.; Т. 2. 383 с.
5. Лучицкий И.В. Некоторые общие вопросы глобальных палеовулканологических реконструкций. Глобальные палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1979. С. 4—14.
6. Мацуда Т., Китamura Н. Северо-Восточная Япония. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 2.
7. Поляк Б.Г. Продуктивность вулканизма в разной тектонической обстановке. Тез. докл. VI Всесоюз. вулканол. совещания. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР. 1985. С. 50—51.
8. Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. К оценке геознергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг // Геотектоника, 1979. N 1. С. 36—47.
9. Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. Продуктивность вулканических аппаратов. Вулканология и сейсмология. 1981. N 5. С. 22—37.
10. Рогов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
11. Рогов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 5. С. 5—12.
12. Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. N 3. С. 15—30.
13. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки: (Геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. N 4. С. 91—107.
14. Baker M.C.W., Francis P.W. Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes — ages and volumes. Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 175—187.

15. Carr M.J. Symmetrical and segmented variations of physical and geochemical characteristics of the Central American volcanic front // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1984. Vol. 20. P. 231—252.
16. McBirney A.R., Sutter J.F., Naslund H.R. et al. Episodic volcanism in the Central Oregon Cascade Range // Geology. 1974. Vol. 2, N 12. P. 585—589.
17. McDougall L., Saemundsson K., Johannesson H. et al. Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6.5 M.Y.: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3500 m lava succession in Western Iceland // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88. P. 1—15.
18. Saemundsson K., Kristjansson L., McDougall L., Watkins N.D. K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 5-km lava succession in Northern Iceland // J. Geophys. Res. B. 1980. Vol. 85, N 7. P. 3628—3646.
19. Sample J.C., Karig D.E. A volcanic production rate for the Mariana island arc // J. Volcanic and Geotherm. Res. 1982. Vol. 13, N 1/2. P. 73—82.
20. Sugimura A., Matsuda T., Chinzei K., Nakamura K. Quantitative distribution of Late Cenozoic volcanic materials in Japan // Bull. Volcanol. 1963. Vol. 26. P. 125—140.
21. Watkins N.D., Walker G.P.L. Magnetostratigraphy of Eastern Iceland // Amer. J. Sci. 1977. Vol. 277. P. 513—584.
22. Yokoyama I. Energetics of active volcanoes // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1956. Vol. 34, N 2. P. 185—195; 1957. Vol. 35, N 1. P. 75—107.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>И.Е. Губин.</i> Сейсмогенные тектонические процессы	5
<i>Н.В. Шебакин.</i> Сейсмичность как тектонический процесс	22
<i>В.Г. Трифонов.</i> Проблемы голоценовой тектоники	37
<i>А.А. Никонов.</i> Проблемы изучения и картографирования современных вертикальных движений земной коры	49
<i>В.И. Макаров.</i> Проявления современного глубинного тектогенеза в Средней Азии по комплексу геолого-геофизических данных	67
<i>Т.В. Гусева, А.А. Лукк, А.К. Певнев, Ю.П. Сковородкин, В.И. Шевченко.</i> Комплексные геодинамические исследования в области перехода от Памира к Тянь-Шаню	81
<i>Н.А. Логачев, С.И. Шерман, К.Г. Леви.</i> Геодинамическая активность литосферы, ее интегральная оценка и связь с сейсмичностью	97
<i>Л.М. Парфенов, Б.М. Козьмин, О.В. Гриненко, В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Л.А. Савостин.</i> Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири	108
<i>В.К. Кучай, С.А. Тычков.</i> Геодинамика современного горообразования Средней Азии и юга Сибири	129
<i>В.И. Соменов, В.Г. Кузнецова, И.Ш. Рахимова.</i> Современные тектонические движения и сейсмичность Карпат и смежных областей Русской платформы	146
<i>В.Г. Казьмин, О.В. Левченко.</i> Современные деформации индоокеанской литосферы	159
<i>Ю.А. Косыгин, Л.А. Маслов.</i> Влияние приливных деформаций на тектонические процессы	176
<i>М.А. Садовский, И.Д. Нерсесов, В.Ф. Писаренко.</i> Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс	182
<i>П.Н. Кропоткин, В.М. Макеев.</i> Современное напряженное состояние земной коры	192
<i>Б.Г. Поляк.</i> Различия вулканической активности в современных подвижных поясах	206

Губин И.Е. **Сейсмогенные тектонические процессы** // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Разрушительные землетрясения возникают не хаотически, а в строгом соответствии с геологическим строением, в сейсмогенных зонах, обусловленных активными разрывами, в результате резкого смещения по ним масс горных пород геологических структур. Размер последних обуславливает в каждой зоне предельные величины очагов, магнитуд (энергий) и интенсивность возможных в них максимальных землетрясений. Скорость движения структур — повторяемость толчков. Выявленные закономерности позволяют составить карты сейсморайонирования принципиально нового типа с показанными на них дифференцированными сейсмогенными зонами. В пределах закартированных территорий за последние 36 лет произошло 26 сильных землетрясений, все в сейсмогенных зонах с предусмотренными характеристиками.

Ил. 9. Библиогр. 43 назв.

УДК 550.34:551.24

Шебакин Н.В. **Сейсмичность как тектонический процесс** // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Индивидуальные сейсмические очаги и их совокупности определены как составная часть тектонического процесса. Исследуется тектоническая информативность индивидуальных очагов и сейсмичности в целом. Предлагается типизация на базе модифицированных представлений о геодинамических характеристиках литосферы. Рассмотрены основные представления об эволюции сейсмогенеза.

Табл. 4. Ил. 6. Библиогр. 24 назв.

УДК 551.243

Трифонов В.Г. **Проблемы голоценовой тектоники** // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Доказательства тектонической расслоенности литосферы и деформируемости литопластин позволяют по-новому представить процессы голоценового тектогенеза. С движением горных масс под континенты и вызванным им сжатием континентальной литосферы можно связать современное "внутриплитное" горообразование, охватывающее огромные пространства на востоке Азии и западе Северной и Южной Америки. Этим же процессом, возможно, объясняется развитие краевых морей как результат утонения и разрыва континентальной коры над движущимися под континенты мантийными образованиями. Сжатие и утолщение мантийной части литосферы континентов могут приводить к деструкции литосферы, компенсирующей ее наращивание в океанах.

Ил. 4. Библиогр. 30 назв.

УДК 528.087+551.242.12

Никонов А.А. **Проблемы изучения и картографирования современных вертикальных движений земной коры** // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Рассмотрены особенности и представительность геодезических данных для вывода величин скорости современных вертикальных движений регионального масштаба. Измеряемые на поверхности смещения не должны без специальных доказательств приниматься за движения земной коры, как это сплошь и рядом практикуется. Ряд национальных и региональных карт, называемых картами современных вертикальных движений земной коры, будучи сравнены между собой, показывают различия, в том числе далеко за пределами принятых для них ошибок. Сопоставление этих карт с картами неотектоники и глубин фундамента также не обнаруживают ожидаемой корреляции в региональном масштабе.

Предлагаемое объяснение несоответствий заключается в признании флюидо-динамической природы знакопеременных движений в толще осадочной оболочки в отличие от направленных собственно тектонических движений фундамента.

Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. 57 назв.

УДК 551.243+550.34

Макаров В.И. Проявления современного глубинного тектогенеза в Средней Азии по комплексу геолого-геофизических данных // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

В пределах Среднеазиатской области активного новейшего горообразования и прилегающих к ней равнин выделяются различные типы и формы проявления современного глубинного тектогенеза, которые в совокупности свидетельствуют о сложной и неоднотипной картине деформаций, происходящих на разных уровнях литосферы в процессе ее общего субмеридионального сжатия и смятия. Разноплановость и другие отличия деформаций, происходящих одновременно на разных уровнях, приводят к срывам и смещениям вдоль некоторых субгоризонтальных поверхностей и зон и в целом к тектонической расслоенности литосферы.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.243+550.34

Гусева Т.В., Лукк А.А., Певнев А.К., Сковородкин Ю.П., Шевченко В.И. Комплексные геодинамические исследования в области перехода от Памира к Тянь-Шаню // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Рассмотрен комплекс геолого-геофизических данных, свидетельствующих о расслоенности на тектонические пластины верхнего этажа земной коры в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню в пределах Гармского геодинамического полигона. Дан разбор различных моделей, описывающих структуру и развитие этой части земной коры. Обсуждается положение подошвы земной коры на этой территории.

Ил. 6. Библиогр. 22 назв.

УДК 551.24

Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы, ее интегральная оценка и связь с сейсмичностью // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Геодинамическая активность литосферы может быть оценена через интегральный показатель. По этому полуколичественному на данном уровне наших знаний критерию можно проводить районирование территорий. Сейсмичность как процесс связана и появляется при высоких уровнях геодинамической активности. При общем и в целом равномерном развитии геодинамической активности сейсмичность носит дискретный характер. Он объясняется стадийностью развития деструктивных зон.

Ил. 4. Библиогр. 32 назв.

УДК 551.24:550.34(571.56)

Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В., Имаев В.С., Имаева Л.П., Савостин Л.А. Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Охарактеризованы два протяженных сейсмических пояса: Байкало-Становой на юге и Черского на северо-востоке Восточной Сибири, которые являются ограничениями Евразийской плиты. В их пределах устанавливаются системы активных в настоящее время разломов преимущественно типа сдвигов и взбросов, реже сбросов, смещения вдоль которых характеризуются малыми скоростями и амплитудами. Представления о связи сейсмичности пояса Черского с раз-

вятием Момского рифта и о продолжении к востоку Байкальского рифта, получившие широкое распространение, не подтверждаются имеющимися в настоящее время данными. Процессы горошения, раздробления окраин крупных континентальных плит, следы которых фиксируются в пределах сейсмических поясов, обусловлены взаимными перемещениями Евразийской, Северо-Американской, Индийской и Тихоокеанской плит.

Табл. 2. Ил. 8. Библиогр. 62 назв.

УДК 551.2.3

Кучай В.К., Тычков С.А. Геодинамика современного горообразования Средней Азии и юга Сибири // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Исследования современного горообразования юга азиатской части СССР показывают отсутствие универсального механизма орогенных явлений. Различия в эволюции и структуре литосферы Памира, Тянь-Шаня, Алтая и Байкальской рифтовой зоны обусловлены, на наш взгляд, соотношением двух механизмов горообразования — горошением блоков литосферы при взаимодействии литосферных плит и эффектами инжекции разуплотненных горячих масс аномальной мантии. Важным следствием проявления горячей мантии в верхних слоях оболочки является реологическая расслоенность литосферы, что приводит к возникновению напряжений, способных расколоть кору, и препятствует передаче сдвиговых горизонтальных усилий из мантии в кору.

Библиогр. 24 назв.

УДК 551.24

Сомов В.И., Кузнецова В.Г., Рахимова И.Ш. Современные тектонические движения и сейсмичность Карпат и смежных областей Русской платформы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

На основе данных высокоточных геодезических измерений изложены результаты изучения современных вертикальных и горизонтальных движений земной коры Советских Карпат. Установлено общее неравномерное поднятие складчатой области, прогибов и краевой части платформы. Показано, что тектоническая активность разломов обуславливает наблюдаемую количественную дифференциацию современных движений на исследуемой территории. К основным генераторам сейсмической активности можно отнести только те разломы, по которым происходит контакт зон новейших поднятий и опусканий и которые характеризуются контрастностью современных тектонических движений. Именно последние определяют возникновение в земной коре механических напряжений, являющихся непосредственной причиной землетрясений.

Ил. 3. Библиогр. 36 назв.

УДК 551.24

Казьмин В.Г., Левченко О.В. Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Индо-Австралийская плита находится в напряженном состоянии; что выражается в повышенном уровне сейсмичности и образовании молодых деформаций. На севере Центральной котловины выделяется полоса восток-северо-восточного простирания 1000–1500 км шириной, в пределах которой океаническая кора и осадки Бенгальского конуса выноса деформируются с образованием пологих сводов, осложненных на крыльях взбросами, и зон концентрации взбросов. Анализ структуры и сейсмологических данных показывает, что в полосе доминируют условия субмеридионального сжатия, приводящего к небольшому сокращению поверхности. Деформации охватывают также северную часть Восточно-Индийского хребта. С молодыми деформациями связано омоложение

элементов древней структуры океанического ложа. Образование деформаций сжатия, происходящее в течение последних 5 млн лет, является следствием индо-евразийского столкновения. В настоящее время деформация носит рассеянный характер и является внутриплитовой. Не исключено, что в будущем по мере дальнейшего сжатия на севере Индийского океана может возникнуть новая конвергентная граница плит взамен отмирающей зоны поддвига в Гималаях. Ил. 8. Библиогр. 43 назв.

УДК 551.24

Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. Влияние приливных деформаций на тектонические процессы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Исследуется влияние приливных деформаций на тектонические процессы, протекающие в планете. Показано, что существует эффективный механизм преобразования быстрых приливных движений в медленные (до нескольких сантиметров в год) горизонтальные относительные смещения оболочек. Рассмотрены многообразные тектонические следствия действий этого механизма. Ил. 3. Библиогр. 16 назв.

УДК 550.343

Садовский М.А., Нерсесов И.Л., Писаренко В.Ф. Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Многочисленные опытные данные свидетельствуют об иерархической дискретной структуре литосферы. Установление и непрерывное поддержание такой структуры можно считать следствием постоянного потребления литосферной энергии тектонических движений и тепловой энергии. Диссипация этой энергии реализуется в очень широком спектре относительных перемещений частей литосферы. Сейсмический процесс — характерное явление, сопровождающее непрерывное деформирование литосферы под действием тектонических сил. По-видимому, часть энергии этого деформирования, идущая на землетрясения, весьма мала, однако важность изучения свойств сейсмического процесса заключается в его информативности о процессе деформирования, который трудно наблюдать непосредственно. Протекая в дискретной иерархической среде, сейсмический процесс сам несет черты иерархичности и дискретности. Построение адекватной модели сейсмического процесса требует учета структурных дискретных свойств литосферы.

Ил. 10. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.24

Кропоткин П.Н., Макеев В.М. Современное напряженное состояние земной коры // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987.

Рассмотрены мировые данные о напряженном состоянии земной коры, полученные при изучении неотектонических структур, механизмов землетрясений и нарушений изостазии (по аномалиям силы тяжести) и обобщении результатов измерения напряженного состояния горных пород в шахтах, рудниках и скважинах. На 95% площади Земли в коре доминируют горизонтальные сжимающие напряжения, нередко со сдвиговой компонентой, сжатие достигает $1000-2000 \text{ кгс/см}^2$.

Растяжение локализовано в рифтовых зонах и бассейнах, расположенных на тыловой стороне островных и складчатых дуг. Интенсивные напряжения в земной коре возникли, по-видимому, в связи с движением литосферных плит и сокращением радиуса Земли на неотектоническом этапе ее развития.

Ил. 1. Библиогр. 60 назв.

Поляк Б.Г. Различия вулканической активности в современных подвижных поясах // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука. 1987.

Локальные или кратковременные оценки продуктивности вулканизма нельзя экстраполировать ни на всю его историю в том или ином регионе, ни на всю область синхронного проявления процесса. Представляется, что это также справедливо и в отношении сейсмичности, но ее палеоуровень, по-видимому, вообще невозможно объективно реконструировать прямыми количественными оценками. "Долговременные" оценки линейной продуктивности вулканизма укладываются в ясно выраженную систему, отражающую стадийность развития земной коры и свидетельствующую об энергетической специфике подвижных поясов разного типа.

Табл. 2. Ил. 4. Библиогр. 22 назв.

**СОВРЕМЕННАЯ
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
АКТИВНОСТЬ
ЗЕМЛИ
И СЕЙСМИЧНОСТЬ**

*Утверждено к печати
Межведомственным
тектоническим комитетом АН СССР*

Редактор *А.В. Копп*
Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *Н.Н. Власик*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 35461

Подписано к печати 19.10.87. Т — 18628
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14,0 + 0,8 вкл. Усл.кр.-отт. 15,2
Уч.-изд.л. 17,2. Тираж 750 экз.
Тип. зак. 1978. Цена 3 р. 50 к.

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