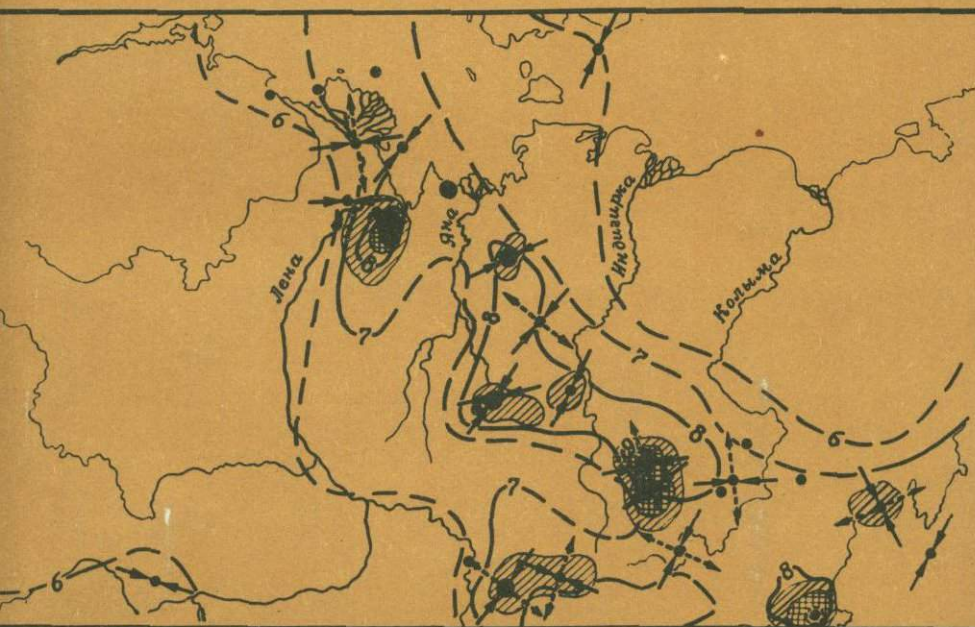


СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ КАРТАМ

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ СССР

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук Ю.Г. ЛЕОНОВ
член-корреспондент АН СССР В.Е. ХАИН

4391



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984.

В сборнике дана характеристика разных форм проявления тектонической активности земной коры и частично мантии на территории СССР. Фактический материал представлен в виде карт одинакового масштаба. В большинстве статей описаны методические разработки, иллюстрирующие разные пути подхода к корреляции отдельных параметров и графическому изображению современной тектонической активности.

Сборник рассчитан на широкий круг специалистов в области геологии и геофизики.

Рецензенты:

Ю.Г. ГАТИНСКИЙ, А.Е. ШЛЕЗИНГЕР

**СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ
ТЕРРИТОРИИ СССР**

Утверждено к печати

Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор **Л.Е. Кочарьянц**

Художник **Ю.С. Шлеппер**. Художественный редактор **М.В. Версоцкая**
Технический редактор **Н.А. Торгашова**. Корректор **Т.И. Шеповалова**

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28110

Подписано к печати 17.10.84. Т-14682. Формат 60 X 90 1/16

Бумага офсетная № 2. Гарнитура Универс

Печать офсетная. Усл.печ.л. 6,0+0,3 вкл. Усл.кр.-отт. 6,5. Уч.-изд.л. 8,2

Тираж 650 экз. Тип.зак. 1863. Цена 1 р. 20 к.

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

Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин

ЗАДАЧИ, СОДЕРЖАНИЕ И ПРОБЛЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

В Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР был поставлен вопрос о составлении карты современной тектонической активности. Было решено разработать методику и создать коллективными усилиями такую карту для территории Советского Союза, а в дальнейшем расширить площадь, включив в нее другие страны и продолжив работу в международном масштабе (по линии Подкомиссии тектонических карт Комиссии Геологической карты мира, которая одобрила это намерение на сессии в январе 1983 г.).

Помещенные в предлагаемом сборнике материалы отражают часть результатов первого этапа исследований в данном направлении. В основном они были доложены на сессии Комиссии по международным тектоническим картам в Москве в феврале 1983 г. В данной статье мы остановимся на ряде общих проблем, связанных с изучением современной тектонической активности и созданием соответствующей карты, и на некоторых трудностях, осложняющих выполнение этой задачи.

Прежде всего возникает естественный вопрос, что понимается под выражением "современная тектоническая активность". Интуитивно это, вероятно, более или менее понятно. Однако дать сколько-нибудь строгое определение оказывается непросто. Говоря в самой общей форме, под современной тектонической активностью понимается применительно к рассматриваемой задаче совокупность полученных разными методами данных о характере проявления в настоящее время тектонических процессов (собственно тектонических движений и деформаций), а также тесно связанных с ними других проявлений эндогенной активности Земли, влияющей на строение и динамику земной коры.

Дальше мы остановимся на тех группах процессов или их результатах, которые подлежат анализу. Прежде, однако, необходимо подчеркнуть, что на практике изучение современной тектонической (в указанном широком смысле) активности наталкивается на определенные трудности. Одни из них вытекают из самой сути исследуемых процессов, другие — из особенностей доступного для изучения материала. Отметим, в частности, следующее.

Во-первых, не все эндогенные процессы, данные о которых имеются для прошлых эпох и которые несомненно происходят и в настоящее время, доступны сейчас для прямого наблюдения и изучения. К их числу относятся, например, такие важные в общем балансе тектогенеза процессы, как глубинная складчатость, метаморфизм, глубинный (интрузивный) магматизм, которые практически приходится исключать из анализа в том случае, когда речь идет о современной активности. Об этих происходящих на глубине процессах можно лишь догадываться по косвенным признакам, таким, как величина кондуктивного теплового потока, вынос тепла гидротермами, характер и состав вулканических извержений и т.д. Но все

это дает лишь весьма приблизительное представление, сильно уступающее нашим знаниям об аналогичных процессах прошлого, о которых можно судить по некогда образовавшимся на глубине, но теперь выведенным на поверхность породам и структурам.

Во-вторых, изучая геологическими, геодезическими или какими-либо другими методами современные деформации на поверхности Земли, в основе своей имеющие эндогенный генезис, мы часто, как и в только что упомянутом случае, не имеем ясного представления о том, как эти поверхностные проявления связаны с порождающими их процессами на глубине.

В-третьих, из самой постановки задачи, целью которой является рассмотрение современных процессов и явлений, с неизбежностью вытекает фрагментарность рассматриваемого материала: регистрируются и анализируются, как правило, не полные, завершенные события и их результат, а лишь в большей или меньшей степени случайные фрагменты этих событий, значение которых не всегда легко правильно оценить. Очень наглядно это проявляется, например, в случае использования геодезических данных (данных повторного нивелирования) для изучения деформации земной поверхности или при оценке режима вулканической деятельности по единичным извержениям, когда трудно отделить главную, устойчивую тенденцию от флюктуаций высоких порядков, от несомненно накладывающейся на нее периодичности разных масштабов.

Перечисленные обстоятельства неизбежно должны привести к фрагментарности и результатов исследования, несмотря на то что оно базируется на представительной совокупности геологических, геофизических и геодезических данных, дающих, казалось бы, если не исчерпывающую, то достаточно полную информацию о современных эндогенных процессах.

Особое значение, наконец, имеет далеко не простой вопрос о том, с каким все-таки интервалом времени должна быть соотнесена современная активность. Мы рассмотрим этот вопрос позже.

Не обесценивает ли отмеченная выше фрагментарность всю идею о составлении карты современной тектонической активности? Вероятно, все-таки нет. Несмотря на сказанное, работа в этом направлении несомненно представляет интерес, и вот почему.

Интересно прежде всего (и можно даже сказать, что сейчас в этом назрела необходимость) провести совместный анализ разнообразного, пусть даже не во всех отношениях совершенного материала, дающего информацию о современной тектонической активности (в указанном выше широком понимании) земного шара. Это важно для понимания взаимодействия разных форм и проявлений тектогенеза и в конечном итоге для выяснения современной динамики Земли. Планомерных работ такого рода почти не проводилось, тем более с изображением результатов не схематически и фрагментарно, а в виде карты или серии карт.

Эта работа представляет интерес, далее, с точки зрения корреляции собственно тектонических (полученных геологическими методами) данных с геофизическими или вообще инструментальными данными как о поверхностных, так и о глубинных процессах. Изучение именно современного этапа наиболее перспективно в этом отношении (несмотря на отмеченную выше неполноту наших знаний о современных глубинных процессах), так как только для него можно установить связь между данными, получаемыми традиционными геологическими методами, с одной стороны, и путем инструментальных наблюдений — с другой. Для любых древних эпох такой возможности не существует. Иначе говоря, мы можем указанным путем применить испытанный в геологии метод актуализма к изучению тектонических процессов.

Подчеркнем, наконец, еще одно обстоятельство. Работа по составлению карты современной тектонической активности связывается нами с изучением проблемы тектонических (орогенических) фаз. В ряде работ нами, так же как и некоторыми другими авторами, было показано [Проблемы... , 1980], что идеи Г. Штилле об орогенических фазах (эпохах) остаются в принципе состоятельными. Современные геологические материалы указывают на существование в истории Земли относительно кратковременных вспышек тектонической активности, в общих чертах соответствующих представлению о фазах или эпохах. Некоторые из таких эпох были изучены и на их примере в какой-то степени была показана взаимосвязь разных форм проявления тектонической активности, если и не строго в глобальном, то во всяком случае в крупном — межрегиональном и даже межконтинентальном масштабе. Исследование такого рода эпох продолжается, в частности, на материале позднеэоценовой—раннеолигоценовой эпохи пиренейской складчатости.

Степень точности стратиграфических методов определения возраста и межрегиональной корреляции событий, однако, такова, что исследуемые интервалы времени (длительность фаз и эпох) при всей их относительной кратковременности оказываются достаточно большими — порядка нескольких миллионов лет. В результате мы получаем сильно осредненную картину геологических событий и процессов рассматриваемых эпох, которая может быть очень далека от реального их распределения в каждый конкретный момент времени. Чтобы хоть как-то оценить это расхождение между осредненной за несколько миллионов лет и реальной (в геологическом смысле мгновенной) картинами, необходимо сравнение древних эпох с моментальным снимком распределения и характера современных тектонических процессов. Эта задача среди прочих также имелась в виду при постановке работ по составлению карты современной тектонической активности.

Информацию, которая реально может быть получена и которую целесообразно учитывать при изучении современной тектонической активности, можно разбить на три группы. Одна из них включает информацию о происходящих в среде (в данном случае в основном в коре и частично в верхней мантии) процессах, связанных с деформацией или перемещением вещества, о кинематике и динамике этих процессов; сюда относятся сведения о вулканизме (перемещение вещества), сейсмичности, о современных движениях вблизи поверхности и на поверхности (деформациях). Ко второй группе относятся данные о кондуктивном тепловом потоке¹, гравитационном поле (здесь наиболее информативным является изостатическое состояние), напряженном состоянии (поле напряжений). Третья группа данных объединяет параметры среды, характеризующие ее строение, структуру. Они не являются, строго говоря, показателями тектонической активности, но многие из них существенным образом влияют на ход процессов или являются их прямым отражением или результатом и поэтому также заслуживают специального рассмотрения в рамках интересующей нас задачи. К ним относятся в первую очередь мощность коры, тип вертикального

¹ В рамках интересующей нас задачи тепловой поток должен, по-видимому, рассматриваться не как процесс, а лишь как свойство (тепловое состояние) среды, поскольку наблюдаемый сейчас на поверхности Земли кондуктивный тепловой поток генерирован не современными процессами, а процессами достаточно далекого прошлого, особенно в своей мантийной части. Но учитывая роль унаследованности в развитии глубинных тектонических структур, можно считать, что современный поток на поверхности, по крайней мере качественно (по своему уровню), правильно отражает картину теплового поля за новейший этап тектонического развития.

разреза, горизонтальные неоднородности и пр. Абсолютное влияние каждого из этих факторов и их относительная роль далеко не всегда понятны.

Картографическое изображение каждого из рассматриваемых параметров в отдельности хотя и требует решения своих, нередко принципиально важных методических вопросов, но в целом в методическом отношении представляет собой сравнительно более простую задачу; информативность соответствующей карты зависит прежде всего от обеспеченности фактическим материалом. В отношении территории Советского Союза для многих параметров она относительно равномерна. Со значительно более сложными проблемами приходится сталкиваться при попытке сведения воедино разных групп данных. При этом возникают трудности двоякого рода.

Одни из них являются в какой-то мере техническими или, скорее, методическими; в конечном счете они сводятся к проблеме изображения на одной карте нескольких разнородных по своей сути групп данных. Здесь могут быть предложены разные пути, часть из которых рассматривается в статьях этого сборника. Каждый из них, как нам кажется, имеет свои преимущества и недостатки.

Наиболее простым является одновременное изображение на карте своими знаками разного фактического материала. Примером может служить карта современной тектонической активности территории Якутской АССР, приведенная в статье Г.В. Бочарова, Г.С. Гусева, В.С. Имаева и Б.М. Козьмина. На ней разными знаками показаны современные поднятия и опускания (по геологическим и геодезическим данным), активные разрывы, величина теплового потока, механизм смещения в очагах землетрясений. Этот метод изображения привлекателен своей наглядностью, а также тем, что первичный фактический материал представлен в этом случае непосредственно. Однако есть в нем и минусы. Главный из них — это отсутствие обобщения, типизации. В такой карте не ставится задача выделения площадей с разной интегральной характеристикой современной тектонической активности и выявления характера зависимости между отдельными параметрами. С увеличением изображаемой площади, когда возникает необходимость зрительно сравнивать многочисленные и разбросанные на большом пространстве зоны, этот недостаток становится все более ощутимым, а при возрастании количества изображаемых параметров карта становится трудночитаемой. Думается, что создание таких карт представляет собой важный и необходимый, но промежуточный этап на пути составления итоговой карты.

Альтернатива заключается в изображении современной активности не в виде отдельных параметров, а в интегральном виде. При этом возможны разные варианты.

Один из них заключается, например, в использовании метода изображения многопризнаковой информации с разделением каждого отдельного признака (параметра) на некоторое количество градаций, как это сделано в статье Б.В. Ермакова, В.Н. Симова и Ю.К. Щукина. Этот метод позволяет показать размещение на площади двух, максимум трех параметров. В указанной статье для этого выбраны тепловой поток на поверхности M , мощность земной коры и скорость продольных волн; все они разделены на три градации, комбинация которых рассматривается авторами статьи как индикатор состояния вещества верхов мантии. Для большего количества параметров (а при оценке современной тектонической активности это как раз и требуется) данный метод, однако, неудобен — число комбинаций возрастает настолько, что карта становится практически нечитаемой.

Еще один, по-видимому перспективный прием предлагается в статье М.Е. Артемьева, Г.И. Рейснера и В.Н. Шолпо. Он заключается в получении

и картировании значений некоторой интегральной величины, которую авторы назвали современной энергетической насыщенностью земной коры, являющейся функцией нескольких параметров. Существенным здесь является, помимо выбора необходимых параметров, способ их градуировки и определение с помощью метода экспертной оценки их значимости и веса по отношению к искомой величине. Современная энергонасыщенность земной коры в понимании упомянутых авторов существенно отличается от того, что мы имеем в виду под названием "современная тектоническая активность". Соответственно ими берется и другой набор параметров. Но с точки зрения методики это не играет принципиальной роли, так как она может быть применена к разным случаям.

Теоретически возможен также путь, заключающийся в выражении всех рассматриваемых параметров через энергию и в построении затем карты суммарного расхода энергии. Практическая реализация этого пути наталкивается, однако, на большие и вряд ли преодолимые в настоящее время трудности, связанные с подсчетом выделения энергии при разных процессах. Кроме того, для понимания тектонической сущности процессов, происходящих в том или ином элементе земной коры, необходимо знать не только суммарную величину выделяемой энергии, но и способы ее выделения. С тектонической точки зрения далеко не безразлично, например, выделяется ли энергия в форме землетрясений или вулканизма и т.д.

Можно выделять, наконец, определенные зоны, каждая из которых обладает некоторым типичным набором свойств. При этом, правда, на первый план выдвигается опять-таки проблема типизации, упирающаяся в многокомпонентную корреляцию разнородных параметров. При решении этой проблемы на качественном уровне всегда существует и, наверно, даже неизбежна угроза принятия субъективных решений. Количественный же путь решения возвращает нас опять к рассмотренным выше или родственным им методам.

Кроме указанных проблем, существует еще ряд проблем принципиально — содержательного характера. Одна из наиболее, на наш взгляд, серьезных проблем заключается в согласовании между собой информации, относящейся к разным по продолжительности интервалам времени, т.е. тех данных, которые мы выше несколько условно назвали инструментальными в одном случае и геологическими — в другом. Первые получаются в итоге непосредственного наблюдения над ныне происходящими процессами с помощью инструментальных (геодезия, сейсмология, измерение теплового потока, измерение напряженного состояния и т.д.) и отчасти визуальных (макросейсмика, современные тектонические смещения и т.д.) методов исследования. Период наблюдения и регистрации в этом случае ограничивается самое большее несколькими десятилетиями (дополняясь в небольшой мере сведениями о движениях и сильных землетрясениях за исторический период). Поэтому можно считать, что в первом приближении все эти данные относятся к одному интервалу времени и, следовательно, с этой точки зрения в принципе сопоставимы.

Сложнее обстоит дело с собственно геологической информацией, которая включает главным образом сведения о тектонических движениях и деформациях земной поверхности и о магматизме или, точнее, вулканизме. Здесь опасности подстерегают с двух сторон. Беря интервал времени, соизмеримый с периодом инструментальных наблюдений (несколько десятков лет, как отмечено выше), мы практически лишаемся геологической информации; геологические методы исследования за такой ограниченный срок дают очень мало. Расширение срока дает возможность полнее использовать геологическую информацию, но соответственно диспропорция

времен осреднения возрастает. Это не играло бы роли в случае равномерно-го течения процессов, но изучаемые тектонические процессы и магматизм (или по крайней мере их регистрируемые проявления) заведомо флюктуируют, причем имеют место флюктуации разного порядка. В этой ситуации следует, по-видимому, стремиться выбрать такой интервал времени, который был бы и максимально коротким и в то же время достаточно представительным, т.е. обеспечивал бы некоторый, хотя бы минимально необходимый, уровень информации. Этот вопрос пока еще далеко не решен, его решение потребует, видимо, длительного экспериментирования. Представляется, однако, что наиболее целесообразно подбирать изучаемый интервал (время осреднения) так, чтобы он соответствовал тому последнему, максимально короткому естественному этапу развития каждого элемента, на протяжении которого режим тектонических движений и магматизма (вулканизма) оставался в этом элементе постоянным, а значит, с какой-то степенью приближения соответствовал наблюдаемому сейчас. Такой подход допускает неодинаковую продолжительность анализируемого интервала в разных элементах и, возможно, для разных процессов: где-то это может быть голоцен или эпоха Брунес, где-то более длительные отрезки времени. Если данный принцип удастся реализовать на практике, это даст некоторые основания считать правомерной операцию сопоставления инструментальных и геологических данных, хотя; несомненно, и не гарантирует полностью от ошибок, обусловленных влиянием флюктуаций режима всех изучаемых процессов во времени.

Литература

Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. 216 с.

УДК 551.24.035

Б.В. Ермаков, В.Н. Семов, Ю.К. Щукин

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ВВЕДЕНИЕ

Последние годы ознаменовались поисками новых методов в геотектоническом картировании. Методы картирования по возрасту складчатости или по особенностям тектонического развития базировались на геосинклинальной гипотезе и фиксистских представлениях, которые подвергались аргументированной критике с неомобилистских позиций. В результате этой критики и разработки новых представлений о тектогенезе в Геологическом институте АН СССР создана тектоническая карта Северной Евразии на основе выделения областей с одинаковым возрастом становления континентальной коры. Хотя карта Северной Евразии во многом учитывала мобилистские представления, в ней, как и в предшествующих тектонических картах, сохранился исторический подход к фактическому материалу и отражается статическое положение разновозрастных структур.

Одним из основных достижений неомобилизма явилось выявление чрезвычайно важного значения современных движений, современного сос-

тояния вещества глубинных недр, различий в интенсивности проявления современных тектонических процессов. Подобного рода информация до сих пор мало учитывалась при тектоническом картировании.

Вторым важным обстоятельством в поисках новых путей тектонического картирования является необходимость использования геофизических данных о глубинном строении земных недр. Сейчас накоплен обширный материал по строению земной коры и верхней мантии, их волновым, плотностным, магнитным и термическим параметрам. Многие исследователи совершенно обоснованно считают, что тектонические движения вызываются или реализуются прежде всего в нижних горизонтах земной коры и мантии. Однако на тектонических картах в лучшем случае приводятся врезки, отражающие рельеф поверхности Мохоровичича.

Необходимость в привлечении информации по глубинному строению к решению задач геотектоники и тектонической активности, в частности, вытекает из признания того факта, что приповерхностные и глубинные структуры и процессы связаны между собой, но эти связи отнюдь не столь однозначны и тривиальны, как их понимали ранее.

Накопленный обширный материал по геофизике коры и мантии, структурным и динамическим параметрам среды требует существенного обновления или же пересмотра заново наших представлений с объективных позиций и тех данных, информативность, точность и представительность которых не вызывает сомнения.

В настоящей работе рассмотрены некоторые аспекты проблемы изучения современной тектонической активности: систематизированы и в общей форме описаны основные признаки и критерии выделения структурных и особенно динамических неоднородностей среды (по геофизическим данным); исследованы пути использования показателей сейсмичности для организации наших представлений о современной активности литосферы.

В работе также показаны две возможности решения задачи картирования тектонической активности по геофизическим данным: с одной стороны, на одном срезе (поверхности верхней мантии) по их комплексу, а с другой — по всему объему литосферы только по материалам сейсмологических наблюдений. Оба подхода дополняют друг друга в решении общей задачи районирования литосферы по динамическим и кинематическим признакам.

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Современная тектоническая активность литосферы обусловлена глубинными процессами, охватывающими различные объемы земной коры и верхней мантии. Можно предположить, что глубинные тектонические процессы изменяют прежде всего состояние вещества, т.е. плотность, сопротивление сдвигу, вязкость, теплоемкость, фазовое состояние и т.п. Изменения в состоянии вещества должны фиксироваться различными глубинными геофизическими методами.

Еще на заре развития глубинных геофизических исследований высказывались предположения о том, что главными показателями состояния вещества являются его разуплотнение и переуплотнение [Тетяев, 1941; Субботин, 1971; Борисов, 1967]. Такие показатели успешно могут быть выявлены гравиметрическими и сейсмическими методами.

По мере накопления геофизических данных о глубинном строении в явной или скрытой форме проявлялся двойственный подход к их интерпретации. Часть исследователей рассматривали в качестве структурно-вещественных индикаторов [Беляевский, 1974, 1981] глубинные сейсмичес-

кие границы, скоростные параметры оболочек. Те же самые параметры другими исследователями [Магницкий, Калашникова, 1971] считались показателями фазового состояния вещества в зависимости от термобарических условий. Очевидно, глубинные геофизические параметры можно разделить на три группы.

В первую группу включаются параметры, имеющие только динамический смысл: тепловой поток и сейсмичность, а из геологических признаков сюда можно отнести интенсивные современные горизонтальные и вертикальные тектонические движения, активный вулканизм, современную раздробленность. Вторая группа объединяет статические признаки, например аномальное магнитное поле. Третья группа, самая обширная, охватывает признаки, имеющие двойную, статико-динамическую природу, т.е. отражающие как состояние вещества, так и его состав и структуру. К этой группе, кроме упомянутых выше сейсмических данных о границах разделов и скоростях, относятся гравитационные данные. Аномальное гравитационное поле, с одной стороны, отражает структуру и состав пород, а с другой — динамическое состояние вещества относительно окружающих масс (изостатическая составляющая). То же относится и к электрическому сопротивлению, связанному с составом вещества и термобарическими условиями.

Детальные глубинные сейсмические наблюдения показывают, что раслоенность среды изменяется в результате накопления напряжений или высвобождения сейсмической энергии. Мощность земной коры хорошо коррелируется с интенсивными современными движениями. В поднимающихся областях орогенов она, как правило, увеличивается, а в пределах интенсивно прогибающихся областей заметно сокращается. В то же время различия в мощности земной коры достаточно существенны в районах со слабой современной подвижностью. По мнению В.А. Апродова [1971], структура и строение земной коры существенно переработаны альпийским тектогенезом.

Скорость продольных волн также содержит в себе наряду с данными о составе информацию о состоянии вещества земной коры и верхов мантии. Согласно представлениям И.А. Резанова [1978], можно выделить "реликтовые" и "новообразованные" неоднородности верхов мантии. Новообразованные аномалии связываются с частичным плавлением вещества, т.е. изменением его состояния. Реликтовые неоднородности связаны с различием минерального состава вещества.

Согласно Ю.Н. Сытину [1979], состояние вещества во многом определяет характер геофизических полей и в свою очередь тесно связано с энергетическим балансом Земли и ее тепловым потоком.

Действительно, информация о состоянии вещества, извлекаемая из сейсмических данных ГСЗ, подтверждается в широком масштабе тесной корреляцией величины теплового потока с аномальными значениями мощности земной коры и скорости сейсмических волн у границы Мохоровича [Кутас, 1980; Сержмак, 1982].

В пределах активных тектонических областей наблюдается аномально возбуждаемая верхняя мантия и, возможно, нижняя часть коры [Витте; 1981]. Признаками подобного возбужденного состояния можно считать [Schäffer, 1979]: 1) аномально высокий тепловой поток, значения которого, по данным Е.А. Любимовой [1978], превышают $75,2 \text{ мВт/м}^2$; 2) пониженные скорости продольных сейсмических волн ($7,9 \text{ км/с}$ и меньше) вблизи поверхности М; 3) затухания продольных волн; 4) понижение скорости поперечных сейсмических волн у поверхности М (ниже $4,5 \text{ км/с}$); 5) наличие промежуточного скоростного канала по данным поверхностных

волн; 6) пониженные значения поля силы тяжести в редукции Буге; 7) низкие значения добротности (фактор Q); 8) невысокие плотности ($3,1 \text{ г/см}^3$) в верхах мантии; 9) относительно тонкую земную кору; 10) неглубокое залегание астеносферных слоев; 11) наличие мелкофокусных землетрясений; 12) интенсивную микросейсмичность; 13) активный магматизм; 14) присутствие слоев с высокой теплопроводностью; 15) повышенную мощность земной коры. 16) широкое проявление поперечных разломов; 17) высокую степень раздробленности земной коры.

Комплексный анализ перечисленных признаков позволяет картировать состояние вещества земной коры с привлечением геофизических данных. Выявление динамической составляющей из характеристик, имеющих двойственную природу, дает возможность увереннее их интерпретировать в структурном и вещественном отношении. Карты состояния вещества могут служить основой при сейсмическом районировании и в металлогенических построениях. Зоны растяжения вещества являются благоприятными для формирования рудных месторождений [Смирнов, 1971].

При картировании состояния вещества необходимо учитывать дифференциацию термобарических условий в разрезе земной коры и верхней мантии. На каком-то определенном уровне может наблюдаться сжатие вещества, а на более высоких и более низких горизонтах его уплотнение [Де Джонг, 1976]. Изменение ориентировки напряжений на различных глубинах убедительно показано на сейсмогеологических материалах [Симбирева и др., 1976]. Это положение ограничивает использование многих геофизических параметров, которые не могут быть достаточно точно привязаны по глубине. Интегральная картина, получаемая, например, по гравиметрическим данным, не в состоянии учесть вертикальной смены состояния вещества.

Таким образом, от геофизических параметров, которые предполагается использовать при динамическом картировании, требуется охват всей исследуемой территории и четкая привязка по глубине. К числу таких параметров, удовлетворяющих названным необходимым условиям, относятся мощность земной коры, скорость продольных волн вблизи поверхности Мохоровичича и тепловой поток на этой поверхности. Их комплексный анализ позволяет в первом приближении построить карту тектонической активности (состояния вещества) верхов мантии.

Тепловой поток на поверхности M служит прямым индикатором тектонической активности верхней мантии. Если экстремальные значения потока будут совпадать с аномальными значениями скорости продольных волн вблизи поверхности M , то можно предполагать, что активные тектонические преобразования захватывают вещество, слагающее самые верхние горизонты мантии (ее верхи). Скоростные аномалии на поверхности M могут возникать при колебаниях мощности земной коры. В общем случае чем больше геостатическая нагрузка, т.е. чем мощнее земная кора, тем больше значение скорости продольных волн на поверхности M и наоборот. Поэтому наибольший интерес представляют случаи несогласованности в поведении этих параметров. Таким образом, только совместный анализ трех указанных выше параметров может дать представление о состоянии вещества верхов мантии и интенсивности современных тектонических процессов, охватывающих это вещество.

Исходные материалы, включающие мощность земной коры, тепловой поток и скорость продольных волн на поверхности M , отражены на рис. 1.

Анализ этих материалов существенно облегчается при использовании метода изображения многопризнаковой информации, представляющего собой модернизированную разработку М.В. Гзовского, предложенную

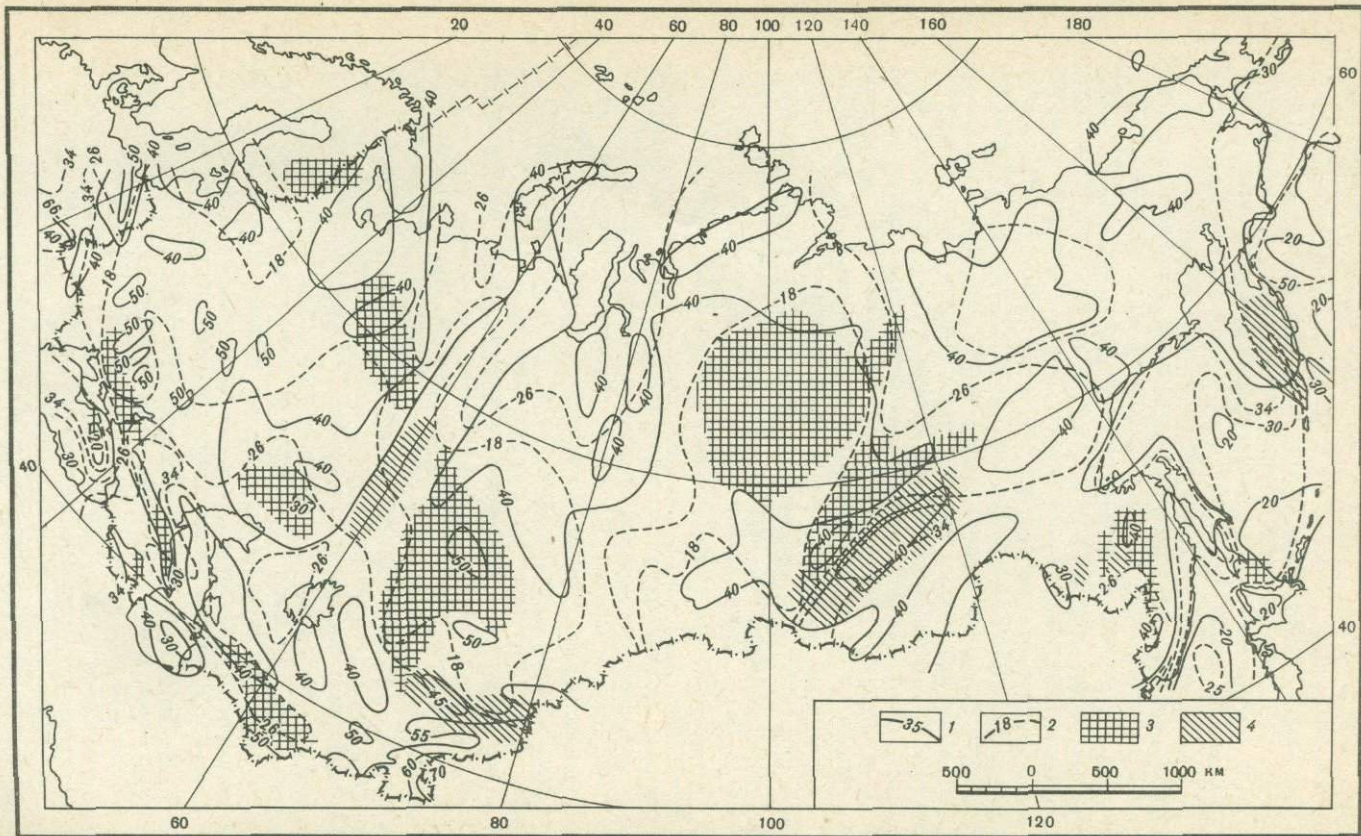


Рис. 1. Карта геофизических характеристик верхов мантии [Беляевский, 1974; Беляевский, Рябой, 1969; Беляевский и др., 1980; Земная кора . . . , 1977; Рябой, 1979; Шило и Вашилов, 1979; Карта теплового потока . . . , 1980]

1 — изогипсы поверхности М, км; 2 — изолинии теплового потока, мВт/км²; 3, 4 — скорости продольных волн на поверхности М (3 — более 8,2 км/с; 4 — менее 7,9 км/с)

Таблица 1

Формирование трехчленного индекса при комплексном изображении информации

Тепловой поток	Тепловой поток и мощность земной коры	Тепловой поток, мощность земной коры и скорость продольных волн на поверхности М
1	10	100
		101
		102
	11	110
		111
		112
2	12	120
		121
		122
	20	200
		201
		202

им для районирования глубинных структур по соотношению слоев земной коры. Метод изображения многопризнаковой информации требует разделения каждого картируемого признака на несколько градаций или классов. В данном случае принимались три такие градации. Каждая из них обозначалась арабскими цифрами 1, 0, 2. Для теплового потока по поверхности М индексом "1" обозначаются области со значениями, которые больше 34 мВт/м^2 ; индексом "0" — области со значениями $34-17 \text{ мВт/м}^2$; индексом "2" — области со значениями, которые меньше 17 мВт/м^2 . Те же самые индексы для мощности земной коры соответствуют: "1" — областям с мощностью, большей, чем 45 км; "0" — областям с корой 35–45 км мощности; "2" — областям с мощностью земной коры, меньшей, чем 35 км. Наконец, градации значений скорости продольных волн на поверхности М, обозначенные теми же индексами, представлены в следующем виде: "1" — области, в которых скорость больше 8,2 км/с; "0" — области со значениями скорости 8,2 – 7,9 км/с; "2" — области со значениями скорости, которые меньше 7,9 км/с.

Принятые классы признаков картируются совместно. В связи с этим на карте каждое поле имеет трехчленный индекс. Первая цифра в индексе отражает градацию теплового потока, вторая — мощность земной коры и третья — скорость продольных волн на поверхности М. Формирование каждого индекса проводится по следующей схеме (табл. 1).

Максимальное возможное сочетание трех признаков, разделенных на три градации (классы), составляет 27 единиц легенды. Карта геофизических характеристик верхов мантии (см. рис. 1), перестроенная по методу изображения многопризнаковой информации, содержит 25 трехчленных индексов (рис. 2). На этой карте поля, обозначенные индексом 000 и охватывающие Западно-Сибирскую, большую часть Скифско-Туранской плиты и другие районы, характеризуются, согласно принятым обозначениям, значениями теплового потока $34-17 \text{ мВт/м}^2$ при мощности земной коры 35–45 км и скоростях продольных волн на поверхности М 7,9–8,2 км/с. Для Памира, части Копетдага и Закавказья характерны поля с индексом 110, т.е. в их пределах тепловой поток на поверхности М выше 34 мВт/м^2 , мощность коры больше 45 км, а скорость продольных волн на поверхности М составляет 7,9–8,2 км/с и т.д.

Каждое из 25 показанных на рис. 2 сочетаний признаков рассматрива-

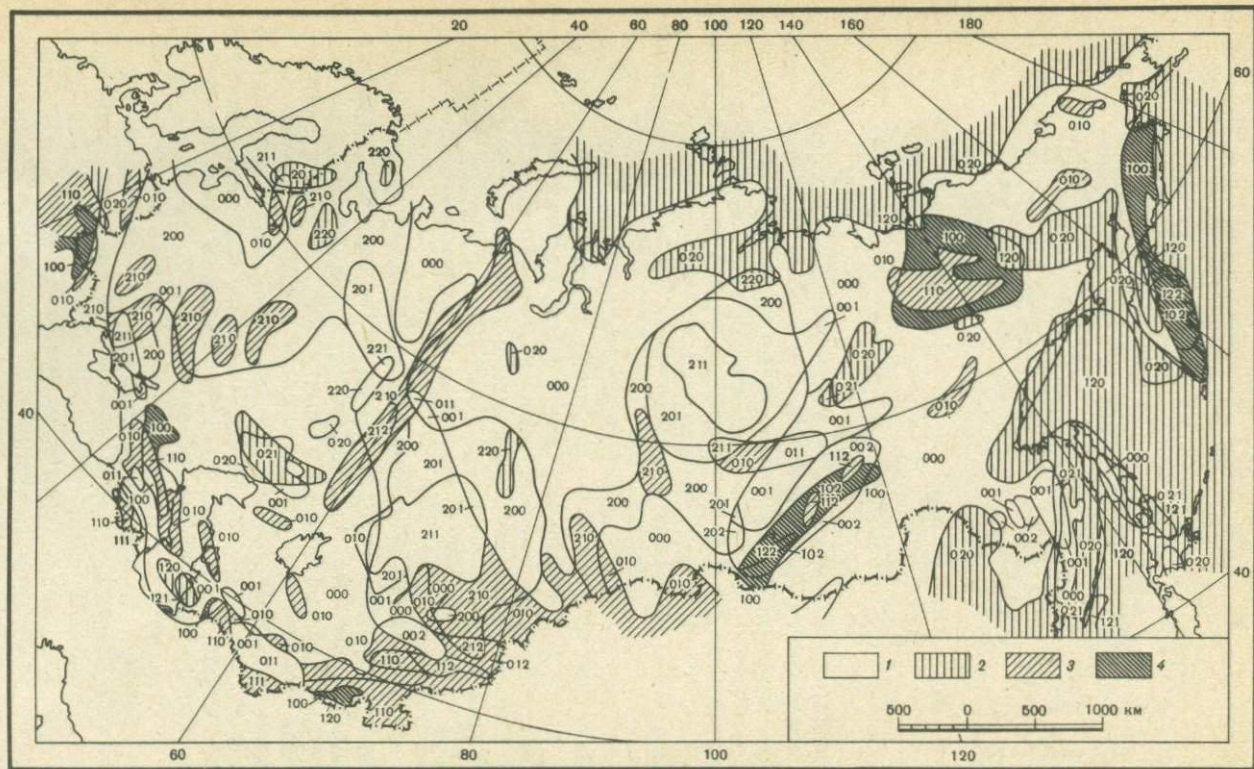


Рис. 2. Карта активности состояния вещества верхов мантии

1 — слабоактивное состояние вещества (индексы 200, 201, 202, 211, 000, 001, 002, 011, 022); 2 — активное переуплотнение вещества (индексы 020, 021, 120, 121, 220, 221); 3, 4 — активное разуплотнение вещества (3 — в условиях сжатия (индексы 010, 012, 110, 112, 111, 210, 212); 4 — в условиях растяжения (индексы 100, -102, -122)). Первая цифра в трехзначном индексе — тепловой поток на поверхности M (1 — более 34 мВт/м^2 ; 0 — $34\text{--}18 \text{ мВт/м}^2$; 2 — менее 18 мВт/м^2); вторая цифра — мощность земной коры (1 — более 45 км ; 0 — $45\text{--}35 \text{ км}$; 2 — менее 35 км); третья цифра — скорость продольных волн на поверхности M (1 — более $8,2 \text{ км/с}$; 0 — $8,2\text{--}7,9 \text{ км/с}$; 2 — менее $7,9 \text{ км/с}$)

лось как индикатор тектонической активности или состояния вещества верхов мантии. В результате такого рассмотрения выявлены две группы сочетаний, соответствующие двум типам областей с различным характером современной тектонической активности — низкой и высокой.

Области с низкой тектонической активностью (пассивные) характеризуются невозбужденным, пассивным состоянием вещества верхов мантии. Для таких областей отмечается низкий тепловой поток на поверхности Мохоровичича при мощности земной коры 35—45 км. Скорости продольных волн варьируют в широком интервале и, вероятно, отражают состав вещества. Рассматриваемые особенности обозначаются индексами 200, 201, 202 и установлены в северо-западной и западной частях Восточно-Европейской платформы, в южной части Западно-Сибирской плиты, краевой части Сибирской платформы.

К пассивным областям отнесены также области, в которых при пониженном тепловом потоке наблюдаются высокие значения скорости продольных волн на поверхности М и мощности земной коры (индекс 211 — центральная часть Сибирской платформы, северная часть Казахстана, небольшие участки на Балтийском и Украинском щитах).

В этой же категории рассматриваются области с тепловым потоком на поверхности М порядка 17—34 мВт/м² и с широким диапазоном изменения мощности коры и значений скорости. В этих областях колебания скорости продольных волн могут быть связаны с составом вещества (индексы 000, 001, 002 — обширные районы молодых плит) или определяются геостатически: давлением (индексы 011, 022).

К пассивным областям, выделенным на карте (см. рис. 2) одним знаком, относятся молодые и древние платформы. Хорошо известно, что в их пределах происходят медленные колебательные вертикальные движения, но их источник, по-видимому, следует искать в более глубоких горизонтах верхней мантии. Это положение подтверждается увеличенной мощностью литосферы под платформами и отсутствием в большинстве случаев волноводов в земной коре и верхней мантии [Рябой, 1979].

Области с высокой тектонической активностью верхов мантии делятся на две группы. В пределах одной из них тектонические процессы проходят с уплотнением вещества. В другой группе активных областей проявления глубинных процессов сопровождаются разуплотнением вещества верхов мантии.

Области с переуплотненным веществом верхов мантии при активных тектонических процессах отличаются сочетанием малой мощности земной коры (менее 35 км) со значениями скорости на поверхности М порядка 7,9—8,2 км/с и более 8,2 км/с. Величина теплового потока позволяет наметить некоторый эволюционный ряд проявления такого рода тектонической активности.

1. Уплотнение без существенного повышения теплового потока (индексы 020 и 021) характерно для прибрежных областей СССР, побережья Охотского и Японского морей, Северного Ледовитого океана и для областей устойчивого длительного прогибания (северная часть Прикаспийской синеклизы). Перечисленные районы окаймляют структуры с активной деструкцией континентальной коры. Тектонические процессы в рассматриваемых областях, возможно, представляют собой начальную стадию активных явлений, сопровождающихся уплотнением вещества.

2. Уплотнение вещества верхов мантии, сопровождаемое тепловым потоком более 34 мВт/м² (индексы 120 и 121), наблюдается под внутренними и окраинными морями (Черное, Японское моря), т.е. охватывает области деструкции континентальной коры. В этих структурах проявля-

ется зрелая стадия активного тектонического процесса, сопровождаемого уплотнением вещества верхов мантии.

3. Уплотнение вещества при низком (менее 17 мВт/м^2) значении теплового потока (индексы 220 и 221) наблюдается под небольшими участками краевых частей древних и молодых платформ. Такое состояние вещества может рассматриваться в качестве реликта, активного тектонического процесса прошлого. В данной категории структур тектонической активности эти области выделяются как сохранившие высокую потенциальную активность, накопившие большой запас энергии для возобновления тектонических процессов.

Области с разуплотненным веществом верхов мантии при активных тектонических процессах отличаются пониженными значениями скорости при мощности коры 35–45 км или значениями скорости 7,9–8,2 км/с и менее при мощности земной коры больше 45 км. Тектонические процессы, идущие с разуплотнением вещества и увеличением мощности коры, отличаются в поверхностном выражении от процессов, при которых мощность коры существенно не увеличивается. В первом случае процессы происходят в условиях сжатия, а во втором превалируют растяжения.

Разуплотнение вещества верхов мантии в условиях сжатия по величине теплового потока может быть подразделено на несколько стадий, по аналогии с процессом, сопровождаемым уплотнением вещества.

1. Разуплотнение без увеличения теплового потока (индексы 010 и 012) охватывает области, расположенные в предгорьях Центрально-Азиатского орогена, и краевые зоны этой структуры. Состояние вещества верхов мантии отвечает ранним проявлениям процесса.

2. Разуплотнение с высоким тепловым потоком в верхах мантии (индекс 110 и 112) характерно для центральных, активных воздымающихся орогенов Памира, Тянь-Шаня, Копетдага, Кавказа, южной части Приколымских структур. Эти области действительно развиваются в условиях сжатия, о чем свидетельствуют данные по напряженному состоянию в очагах землетрясений, сдвиговые смещения, формирование и движения по надвигам, пликативные дислокации новейших отложений. Тектонический процесс, охватывающий орогены, находится в зрелой стадии развития.

3. Кульминационной стадией такого процесса можно считать "отжимание" кислых по составу расплавов из верхов мантии в кору. Мощность коры при этом увеличивается, а вещество верхов мантии уплотняется (индекс 111). Такое состояние вещества выявлено в центральной части Большого Кавказа.

4. Кульминационная стадия процесса в условиях сжатия может не наступить, тогда тепловой поток резко снизится и вещество верхов мантии сохранит реликтовое разуплотненное состояние при мощности земной коры более 45 км (индексы 210, 212). Реликтовое разуплотнение верхов мантии наблюдается в пределах Урала, Енисейского Кряжа, Казахстана и больших участков Восточно-Европейской платформы.

В проявлениях процесса разуплотнения вещества в условиях растяжения могут быть намечены следующие стадии.

1. Начальная стадия разогрева вещества верхов мантии при значениях скорости 7,9–8,2 км/с и мощности земной коры 35–45 км (индекс 100). Такая стадия проявляется на периферии Байкальской, Камчатской и Момской рифтовых систем.

2. Зрелая стадия отличается высоким тепловым потоком, низкими (меньше 7,9 км/с) скоростями и нормальной (35–45 км) мощностью земной коры (индексы 102). Области с таким состоянием вещества верхов мантии приурочены к большей части Байкальской и Камчатской рифтовых

зон с активным современным или раннечетвертичным магматизмом. Такая локализация областей зрелой стадии подтверждает условия растяжения, в которых проходит активный тектонический процесс с разуплотнением вещества верхов мантии.

3. Кульминационная стадия процесса отмечается сокращением мощности земной коры (менее 35 км) по сравнению с условиями зрелой стадии (индекс 122). Эта стадия охватывает небольшие участки центральных частей рифтовых зон, в которых начинается деструкция земной коры.

Таким образом, комплексный анализ геофизических характеристик верхних горизонтов мантии позволил выявить и отразить на карте (см. рис. 2) области проявления четырех различных состояний вещества, обусловленных глубинными тектоническими процессами. Поверхностное выражение этих процессов существенно различается, что может служить доказательством их реальности.

1. Пассивное (нейтральное, невозбуждаемое) состояние вещества. Слабое проявление тектонической активности в верхах мантии. На поверхности — слабые вертикальные тектонические движения в пределах платформенных областей.

2. Возбужденное переуплотненное состояние вещества. Активное проявление глубинных процессов, сопровождающееся деструкцией земной коры.

3. Возбужденное разуплотненное состояние вещества. Активное проявление тектонических процессов в условиях поперечного сжатия, выражающееся развивающимся орогенезом.

4. Возбужденное разуплотненное состояние вещества. Активное проявление тектонических процессов в условиях растяжения, охватывающего рифтогенные области.

В пределах активных и различных по своим проявлениям процессов намечены эволюционные стадии. Кульминационное их выражение может определять переход одного типа развития в другой.

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Одно из наиболее существенных открытий за последние годы — призна-ние того, что тектоническая деятельность в масштабе земного шара сконцентрирована в относительно узких зонах, образующих сеть, которая окружает большие области относительного покоя. Большинство землетрясений и вулканов, а также значительная часть минеральных ресурсов сосредоточены в активных зонах.

Характеристика сейсмичности и динамики земной коры и верхней мантии, выявление генетических связей очагов землетрясений с глубинными неоднородностями литосферы открывают возможность получения по данным о землетрясениях (и что не менее важно — для огромных площадей) уникальной информации об анизотропии структуры и свойств глубинных горизонтов, недоступных для изучения другими геологическими и геофизическими методами.

Геологическую среду и ее современную сейсмическую активность (как и другие физические поля) следует рассматривать как единую геодинамическую систему взаимодействия крупных блоков литосферы, развивающуюся в пространстве и во времени. Землетрясения при этом являются очень чувствительным индикатором к изменению структурных и термобарических условий, а также одним из важнейших критериев тектонической активности.

2. Зак. 1863



1039/

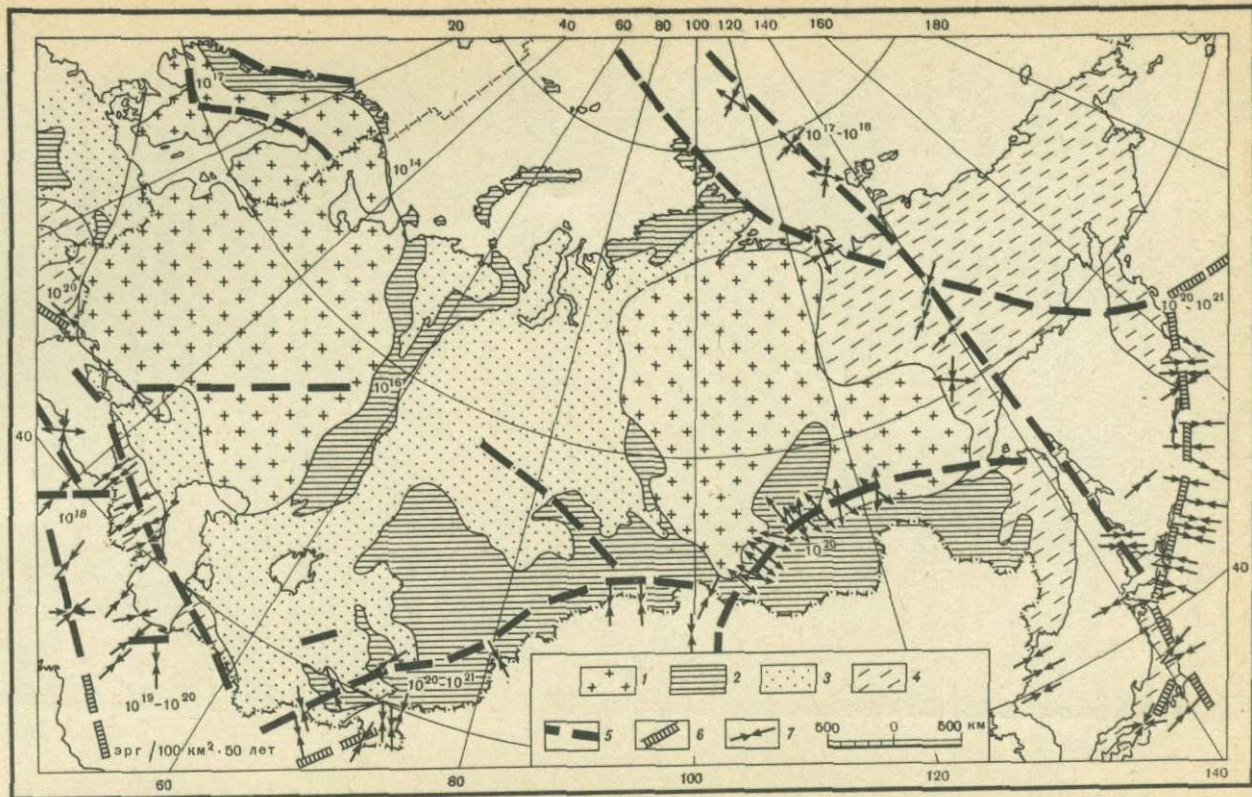


Рис. 3. Схема активных контактов литосферы по сейсмическим данным

1 — области архейской и протерозойской складчатости; 2 — области позднекембрийской и палеозойской складчатости; 3 — то же, под чехлом; 4 — области мезозойской и кайнозойской складчатости; 5, 6 — активные контакты по сейсмогеологическим данным (5 — в коре; 6 — в верхней мантии); 7 — направление сжатия и растяжения в очагах землетрясений [Балакина и др., 1972]. Цифры на карте — значения энергии (в эрг/(км² · год)), характерные для активных контактов и блоков

Таблица 2
Распределение сейсмической энергии по зонам

Зона	Процент от энергии, выделенной на территории СССР и прилегающих районов	Примерная площадь зоны, км ²	Плотность энергии, эрг/(100 км ² · 50 лет)	
			полученная при расчете	принятая с точностью до порядка
Камчатка и Курильские острова	75—80	10 ⁶	6 · 10 ²⁰	10 ²⁰ — 10 ²¹
Средняя Азия	15—18	(3—6) · 10 ⁵	4 · 10 ²⁰	10 ²⁰ — 10 ²¹
Карпаты	1—2	3 · 10 ⁴	3 · 10 ²⁰	10 ²⁰
Прибайкалье	1,5—3	2 · 10 ⁵	1 · 10 ²⁰	10 ²⁰
Копетдаг	0,5—1	(0,5—1) · 10 ⁵	4 · 10 ¹⁹	10 ¹⁹ — 10 ²⁰
Крым	0,1—0,2	3 · 10 ⁴	2 · 10 ¹⁹	10 ¹⁹
Кавказ	0,15 — 0,3	(3—6) · 10 ⁵	2,5 · 10 ¹⁸	10 ¹⁸
Арктика	0,1—0,2	(1—3) · 10 ⁶	4 · 10 ¹⁷	10 ¹⁷ — 10 ¹⁸
Урал	0,0001	10 ⁵	10 ¹⁶	10 ¹⁶
Хибины	0,000001	10 ⁵	10 ¹⁴	10 ¹⁴

Проявление сейсмичности обнаруживает тесную и большую связь с полем напряжений, чем с сетью разрывных нарушений, известных на поверхности.

На основании положения очагов землетрясений определенного энергетического класса, распределения преобладающих простираний векторов напряжений в очаговых зонах и различия в характере проявления сейсмичности на разных уровнях в литосфере на рис. 3 показана сеть активных контактов взаимодействующих крупных блоков земной коры и верхней мантии. Анализ пространственного положения активных контактов крупных блоков литосферы приводит к следующему заключению.

Намечается отчетливая делимость литосферы на крупные блоки, различающиеся как режимами развития (платформенный, рифтовый, орогенный и др.), так и интенсивностью современных геодинамических процессов (тепловой поток, сейсмичность, вулканизм, современные движения). Каждый из блоков, заключается между выделенными активными контактами, обладает своим энергетическим уровнем и, судя по землетрясениям, определенной степенью предрасположенности среды к хрупким деформациям и смещениям определенного типа (механизма). Есть основания полагать, что активные контакты контролируют (ограничивают) крупномасштабные неоднородности коры и верхней мантии с разными скоростными характеристиками, параметрами глубинной электропроводности, типами глубинных разрезов литосферы, расслоенности и энергоемкости глубинных горизонтов среды.

По структурному положению активные контакты взаимодействующих блоков литосферы могут быть классифицированы на окраинно-континентальные, окраинно-орогенные, рифтовые, внутриорогенные и внутриплатформенные. Из этого деления совершенно отчетливо проявляется связь активных контактов блоков литосферы с проявлениями современных активных режимов: геосинклинальным, рифтовым и орогенным. Намечается двухступенчатая иерархия активных контактов, среди которых зоны первого порядка (первые из трех названных выше) разделяют блоки с

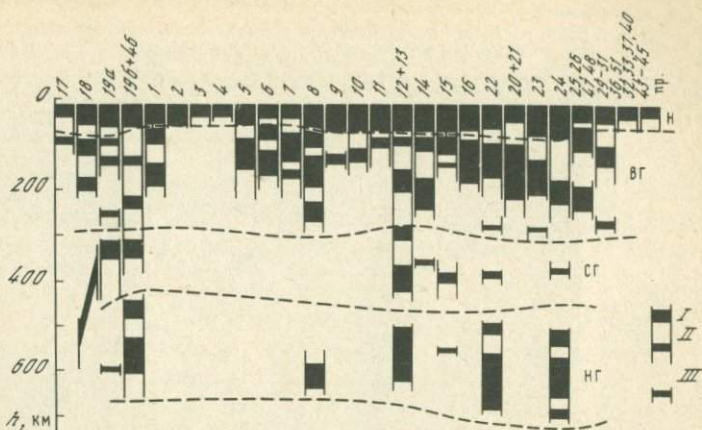


Рис. 4. Распределение активных объемов сейсмических зон земного шара по глубине [Шебалин, 1968]

I — максимум удельной сейсмической мощности $\bar{\epsilon}(h)$; II — минимумы $\bar{\epsilon}(h)$; III — отсутствие землетрясений. Области существования группы землетрясений: Н — нормальных; ВГ — верхнеглубоких; СГ — среднеглубоких; НГ — нижнеглубоких. Сейсмоактивные зоны: 1 — Алеуты—Аляска; 2 — Аляска—Британская Колумбия; 3 — Калифорния; 4 — Калифорнийский залив; 5 — Мексика; 6 — Центральная Америка; 7 — Карибское море; 8 — Южная Америка к северу от 37° ; 9 — Южная Америка к югу от 37° ; 10 — Южный Антилский хребет; 11 — Новая Зеландия; 12 — Кермадек-Тонга; 13 — Фиджи; 14 — Новые Гебриды; 15 — Соломоновы острова; 16 — Новая Гвинея; 17 — Каролинские острова; 18 — Марианские острова, Бонин; 19а — Япония; 19б — Камчатка; 20 — острова Рюкю; 21 — Тайвань; 22 — Филиппинские острова; 23 — Сулавеси; 24 — Зондские острова; 25—28, 47, 48 — Гималаи—Гиндукуш—Центральная Азия; 29—31, 36, 51 — Альпийский пояс (запад); 32, 33, 37, 40, 43—45 — океанические хребты и зона рифов; 46 — Камчатка, глубокие очаги

пассивными и активными проявлениями сейсмичности, а зоны второго порядка выделяются в пределах каждого из блоков с разными сейсмическими режимами.

Энергетическое выражение последних зон активных контактов блоков литосферы на несколько порядков меньше первых.

По глубине проникновения в литосферу могут быть выделены следующие группы активных контактов: проникающие в земную кору и верхнюю мантию до глубины 700 км; развивающиеся в коре и в верхней мантии, но сопровождающиеся сейсмичностью только в земной коре; развивающиеся и проявляющие себя только в верхней мантии до глубин 300—400 км. Первым отвечают окраинно-континентальные активные контакты блоков литосферы, вторым — орогенные и рифтовые.

Примерами последней группы активных контактов, сопровождаемых проявлениями сейсмичности, могут служить зона Вранча Восточных Карпат и Гиндукушская группа мантийных очагов землетрясений.

Энергия землетрясений и современной тектонической активности возрастает по направлению от центральной части Евразийского континента, связанной с положением пассивных платформ, к его периферии.

Распределение сейсмической энергии по основным зонам показано в табл. 2 [Соловьев, 1961].

Для задач картирования тектонической активности важное значение должны иметь данные о ее глубинности. Наиболее представительные сведения содержатся в сейсмогеологической информации. Наши основные выводы по этому важному вопросу заключаются в следующем.

Система геодинамического взаимодействия крупных блоков литосферы прослеживается до глубин, превышающих несколько сот километров (орогены, переходные зоны). Современными сейсмогенными движениями в разных блоках литосферы захвачены различные глубинные этажи. Это свидетельствует о различном масштабе и интенсивности (энергии) современных геодинамических процессов и подчеркивает индивидуальные особенности строения и условий деформации активных объемов, вовлеченных в эти процессы. Как в коре, так и верхней мантии нет каких-либо единых уровней, предпочтительных для концентрации очагов и энергии землетрясений. Глубины максимумов энергии значительно варьируют, судя по статистике мировых данных (рис. 4) [Айзекс, Оливер, Сайкс, 1974; Шебалин, 1968]. Величина удельной сейсмической энергии (мощности) для нормальных ($h < 70$ км) землетрясений также сильно варьирует от зоны к зоне, что характеризует различие как в механических свойствах пород, так и в интенсивности тектонических процессов в коре и прилегающих слоях мантии (выше астеносферы). В отличие от этого удельная сейсмическая мощность ($\bar{\epsilon}$) активных объемов глубоких ($h > 70$ км) землетрясений оказалась весьма стабильной и не зависящей ни от размеров активных объемов, ни от энергии наибольших землетрясений. Предполагается [Шебалин, 1968], что значение $\bar{\epsilon} = 0,7 \div 5$ эрг/(см³ · год) является специфической константой, определяющей способность мантии порождать глубокие землетрясения. Исключение составляют очаги глубоких землетрясений Вранча (Восточные Карпаты) и Гиндукуша, где в чрезвычайно ограниченном объеме выделяется аномально большое количество энергии ($\bar{\epsilon} = 16,0 \div 24,0$ эрг/(см³ · год)), соизмеримое с $\bar{\epsilon}$ для наиболее активных участков земной коры.

Изложенные выше построения и обобщенная энергетическая характеристика зон позволяют приблизиться к пониманию энергетики современных тектонических процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены два подхода в определении крупных неоднородностей в строении и в проявлении геодинамических режимов развития верхней мантии. При этом комплексный подход к оценке температуры, мощности земной коры и скорости на поверхности М, по существу, дает возможность произвести оценку состояния вещества верхов мантии, т.е. термобарических условий и опосредованно плотности вещества через скорость распространения продольных волн. В интерпретации полученных данных в общем виде получены заключения о характере среды — разуплотнении, переуплотнении и нормальном состоянии. Делается попытка найти связь между различными модификациями состояния среды. Картирование крупных неоднородностей литосферы по характеру сейсмичности, по существу, дает возможность наметить границы — зоны их контактов. Последние хорошо согласуются с границами зон различного состояния верхов мантии. Иными словами, делается попытка на основе независимых данных определить границы крупных зон неоднородностей литосферы в проявлении геодинамических режимов, в основном верхней мантии, и определить состояние их среды. Так как вся исходная информация отражает распределение геофизических параметров в современных условиях, определенно имеющих динамическую составляющую, авторы полагают, что полученные результаты имеют прямое отношение к проявлению современной тектонической активности, являясь именно тем фоном, на котором разыгрываются тектонические события настоящего.

Будущее развитие этого направления исследований связано с дальнейшим совершенствованием методов изображения геофизической информации — привлечением новой модификации, полученной в последние годы, обоснованием выбора границ классов изменения геофизических параметров, комплексной интерпретации. Представляется, что комплексный подход в их интерпретации в конечном итоге позволит наметить общую геодинамическую систему различных состояний в земной коре и верхней мантии, а также определить возможную направленность в развитии отдельных "узлов" такой системы.

В районировании территории СССР по тектонической активности перспективным является использование формализованных приемов интерпретации комплекса геофизических параметров с помощью программ, опубликованных в разные годы [Гитис, 1975; Бунэ и др., 1975; Gitis et al., 1978; Бунэ и др., 1980], а также программы "Поиск" [Хоменюк и др., 1978; Борисов и др., 1983], успешно примененных при прогнозе сейсмической опасности в сейсмоактивных регионах.

Наиболее полным показателем тектонической активности можно считать количественное выражение энергии современных тектонических процессов.

В определении уровня энергии современных тектонических процессов наряду с тепловым потоком, вулканизмом, горизонтальными и вертикальными движениями, сейсмичностью необходимо иметь в виду и затраты ее на изменение состояния вещества глубинных недр. Поэтому представляется необходимым искать пути преобразования приведенной выше качественной картины состояния вещества в количественные расчеты энергетического выражения этого состояния.

Актуалистическое использование результатов проведенного анализа открывает пути к восстановлению палеосостояния вещества глубинных недр и выявлению характера тектонических процессов, влияющих на состояние и состав вещества нижних горизонтов земной коры и верхней мантии.

Литература

- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974, с. 133—179.
- Апродов В.А. Роль новейших геотектонических обстановок в изменениях связей поверхностных и глубинных структур земной коры. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 160—170.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 270 с.
- Беляевский Н.А. Стрoение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 431 с.
- Беляевский Н.А., Рябой В.З. Скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича территории СССР. — ДАН СССР, 1969, т. 186, № 2, с. 309—312.
- Беляевский Н.А., Краснопецева Г.В., Лопатина Н.П. и др. Некоторые особенности строения и динамики земной коры и верхней мантии территории СССР. — В кн.: Геофизические, геологические и катастрофические природные явления: Докл. советских геологов XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980, с. 3—19.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 304 с.
- Борисов А.А., Лопатина Н.П., Фирсова Д.Б. и др. Прогнозирование сейсмической опасности на территории трассы БАМ по региональным геолого-геофизическим данным. — В кн.: Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М.: Наука, 1983, с. 180—205.
- Бунэ В.И., Турбович Н.Т., Борисов Б.А. и др. Применение метода нелинейных преобразований для выделения зон с различными максимальными магнитудами землетрясений в Крымско-Кавказском регионе. — В кн.: Колебания грунтов и зданий при

- землетрясениях. М.: Наука, 1975, с. 124—136. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 17).
- Бунз В.И., Гитис В.Г., Каленик В.Н.* и др. Прогноз максимальных магнитуд землетрясений по комплексу геолого-геофизических данных. — В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980, с. 111—119.
- Витте Л.В.* Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск: Наука, 1981. 211 с.
- Гитис В.Г.* Алгоритмы прогнозирования и синтеза признаков с использованием одномерных кусочно-линейных функций. — В кн.: Нелинейные и линейные методы в распознавании образов. М.: Наука, 1975, с. 20—30.
- Де Джонг К.А.* Введение: Горообразование в Средиземноморской области. — В кн.: Сила тяжести и тектоники. М.: Мир, 1976, с. 141—154.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977.
- Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов/Под ред. Я.Б. Смирнова. М.: ГУГК, 1980.
- Кутас Р.Н.* Тепловое поле Европы и его связь со строением и динамикой земной коры. — В кн.: Тектоносфера Украины и других районов СССР. Киев: Наук. думка, 1980, с. 54—65.
- Любимова Е.А.* Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
- Магницкий В.А., Калашникова Н.В.* Проблема фазового перехода в верхней мантии и ее связь с развитием структуры земной коры. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 183—191.
- Резанов И.А.* О связи неоднородностей верхней мантии с тектоникой. — Сов. геология, 1978, № 4, с. 51—64.
- Рябой В.З.* Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Симбирева Н.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д.* Неоднородности поля напряжения Курило-Камчатской дуги по сейсмическим данным. — Геология и геофизика, 1976, № 1, с. 70—85.
- Смирнов В.Н.* Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 245—253.
- Соловьев С.Л.* Общий обзор сейсмичности СССР. — В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 165—210.
- Субботин С.И.* О причинах обращенности рельефа и природы границы Мохо. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 14—18.
- Сытин Ю.Н.* Принципы составления карты глубинного строения "Тектоника и глубинное строение СССР и его регионов". — Тр. ВСЕГЕИ, 1979, т. 268, с. 23—27.
- Тетяев М.М.* Основы геотектоники. М.: Госгеолиздат, 1941.
- Хоменюк Ю.В., Щукин Ю.К., Фирсова Д.Б., Филиппова Г.П.* Методика оценки вероятности землетрясений по комплексу геолого-геофизических данных. — В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 86—100.
- Шебалин Н.В.* К вопросу о природе глубоких землетрясений. — ДАН СССР, 1968, т. 181, с. 1119—1122.
- Шило Н.А., Ващилов Ю.Я.* Глубинное строение Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным. — В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан, 1979, с. 3—29.
- Cermak V.* Crustal temperature and mantle heat flow in Europe. — Tectonophysics, 1982, vol. 83, N 1/2, p. 123—142.
- Gitis V.G., Bunne V.I., Shchukin Yu.K.* Algorithmic prognosis of M_{max} earthquakes based on geological and geophysical data (Crimea — Caucasus — West Turkmenia). — In: Proc. Simp. on the analysis of seismicity and on seismic risk, Liblice, 17—22 Oct. 1977. Pr.: Academia, 1978, p. 69—70.
- Schäffer F.R.* Perturbed mantle: A unifying characteristic of plate boundaries. — Geol. en mijnbouw, 1979, bd. 58, N 2, blz. 261—272.

В. Г. Трифонов

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Изучение и картирование молодых разломов, т.е. тектонических нарушений, активных в позднем плейстоцене и голоцене, является важным элементом исследования современной тектоники и динамики литосферы [Трифонов, 1983]. Вместе с тем изучение таких разломов, называемых активными, существенно расширяет круг геологических критериев определения сейсмической опасности территории, прежде всего возможных мест будущих сильных землетрясений.

И.В. Мушкетов [1891] высказал мысль о связи сильных землетрясений с новейшими разломами, продолжающимися развиваться в современную эпоху, и продемонстрировал такую связь на материалах Средней Азии. И.Е. Губин [1950] всесторонне обосновал это положение и разработал его в сейсмотектонический метод сейсмического районирования. И.Е. Губин ввел понятие активного, или сейсмогенного, разрыва, рассматривая его в качестве главного элемента прогнозных сейсмотектонических карт. Дальнейшее изучение сейсмичности Средней и Центральной Азии, юга Сибири, Японии и запада США подтвердило приуроченность подавляющего большинства сильных и всех катастрофических землетрясений к зонам новейших разломов. Независимо от того, приурочен гипоцентр к основному разлому зоны или новообразованному разрыву на ее краю, именно вдоль основных разломов сейсмическое сбрасывание накопленных напряжений вызывает наиболее интенсивные деформации и смещения.

Какой разлом следует считать активным? Анализ исторических источников о сильнейших землетрясениях Китая [Allen, 1975; Карта... 1976] и Северной Анатолии [Ambraseys, 1971] показал, что катастрофические землетрясения или серии землетрясений происходят в зонах активных разломов через сотни лет, будучи разделены эпохами тектонического покоя. Поэтому короткого периода инструментальных наблюдений недостаточно, чтобы выявить все зоны нарушений, которые могут оказаться сейсмически активными в недалеком будущем. Представляется, что и попытки некоторых исследователей оценить вероятность возникновения сильных землетрясений на основании предположения о прямой зависимости предельной магнитуды землетрясений от повторяемости слабых событий [Методы..., 1960] также не являются безошибочными. В частности, наблюдения в зоне разлома Сан-Андреас убеждают, что там, где часто происходят землетрясения слабые и средней силы, вероятность катастрофических сейсмических событий низка и, напротив, она высока там, где слабые толчки случаются редко или вообще отсутствуют. Таким образом, закономерности сильных и слабых землетрясений различны. Именно поэтому важную роль приобретают оценки сейсмической опасности геологическими методами.

Отнесение всех новейших разломов к числу потенциально сейсмически активных, однако, тоже неверно. Интенсивность неотектонических движений не всегда связана с сейсмичностью прямой зависимостью [Петрушевский, 1955]. Большинство новейших разломов в течение последних десятков тысяч лет активности не проявляло. В связи с этим важное значение приобретает изучение направленности развития новейших структур в четвертичное и особенно позднечетвертичное время. Очевидно, активными нужно считать те разломы, по которым имели место перемещения в

позднем плейстоцене и голоцене. Этот временной интервал представляется необходимым и достаточным потому, что в течение него все отрезки разлома успевают проявить свою тектоническую активность и на всем его протяжении может быть определена постоянная или закономерно изменяющаяся от места к месту в зависимости от тектонических условий средняя скорость движений [Трифонов, 1983].

Выполненные сопоставления показали, что почти все крупные землетрясения приурочены к позднечетвертичным подвижным зонам. Чаще всего это зоны отчетливо выраженных на поверхности молодых разломов, таких, как Сан-Андреас, Таласо-Ферганский разлом или Сурхоб-Илякская зона на северо-западном обрамлении Памира. Наряду с ними существуют глубинные сейсмоактивные зоны, находящиеся лишь слабое и косвенное, но тем не менее заметное отражение в позднечетвертичных деформациях поверхности. Такова, например, область Газлийских землетрясений 1976 г. на Туранской плите [Макаров, Щукин, 1979].

Поскольку тектонические движения в зонах активных разломов могут происходить как в форме сейсмических импульсов, так и в форме крипа или относительно слабых толчков, не все активные зоны разломов способны генерировать сильные землетрясения. Высокая тектоническая активность является необходимым условием возникновения сильных землетрясений, но недостаточным. Кроме него, должна существовать возможность более или менее длительной концентрации напряжений и их быстрой разрядки в форме сильного сейсмического толчка.

Существует несколько способов геологического прогнозирования сейсмоопасных участков в активных зонах. Один из них предложен В.К. Кучаев [1976] и основан на тесноте статистических связей сильных землетрясений с теми или иными типами четвертичных или плиоцен-четвертичных структур. Представляется, однако, что подобные критерии носят региональный характер и могут существенно различаться в разных областях.

Более общее значение имеет изучение и картирование позднечетвертичных дислокаций, которые могли быть созданы сильными землетрясениями прошлого. Поскольку разные комплексы сейсмодислокаций возникают при различной интенсивности сотрясений, метод позволяет прогнозировать также силу сейсмического воздействия в баллах. В.П. Солоненко [1973] разделил сейсмодислокации на тектонические, гравитационные и гравитационно-тектонические. Палеосейсмодислокации, созданные действием ударной волны и нарушением гравитационного равновесия при сильных землетрясениях, нередко настолько специфичны, что их диагностика (за исключением образований, сходных с обычными обвалами и оползнями) не вызывает сомнений. Такие палеосейсмодислокации важны тем, что наглядно демонстрируют возможный эффект будущих сильных землетрясений при конкретных особенностях рельефа, инженерно-геологических и гидрогеологических свойствах пород региона. Но эти же особенности и свойства ограничивают применимость метода, поскольку в иных условиях при подобных землетрясениях сейсмодислокации могут отсутствовать.

Сложнее обстоит дело с возникавшими при землетрясениях смещениями по активным разломам. Что такие смещения могли иметь место, мы убеждаемся на примере современных подвижек. Но отличить их от проявлений медленных движений по разломам трудно. В качестве признаков сейсмогенности указывались резкое выражение подвижки в рельефе, подпруживание долин и т.п. Однако специальные исследования показали, что подобные формы могут возникать и при медленных движениях [Трифонов, 1983]. Необходимы дополнительные критерии, позволяющие отличать импульсные подвижки от медленных перемещений.

С этой целью исследовалось распределение амплитуд небольших позднеголоценовых сдвиговых смещений мелких водотоков в западной части США по разлому Сан-Андреас в районе равнины Карризо [Wallace, 1968], в Монголии по Долиноозерскому разлому в районе родника Улан-Булак [Трифонов, 1983] и по другим активным разломам. Если бы движения происходили непрерывно, то при отсутствии значительных климатических изменений смещения разной амплитуды образовывали бы сплошной ряд. Эпоха, в течение которой произошли рассматриваемые смещения, охватывает сотни лет на западе США и несколько тысяч лет в Монголии. За это время там не было таких климатических изменений, которые могли бы вызвать значительные и неоднократные изменения скорости формирования эрозионной сети и соответственно неравное представительство водотоков, смещенных на разное расстояние. Но на гистограммах распределения смещений по каждому из упомянутых разломов выделилось несколько максимумов, тогда как смещения промежуточных величин оказались крайне малочисленными или отсутствовали. Наименьший по амплитуде максимум на каждой гистограмме связан заведомо с недавним катастрофическим землетрясением. Очевидно, и максимумы большей амплитуды связаны со скачкообразными приращениями суммарного смещения по разлому при более ранних катастрофических землетрясениях.

К.Си [Sieh, 1978] исследовал позднечетвертичные озерно-болотные отложения запрудного генезиса в разрезе I террасы долины Паллет и обнаружил в зоне разлома Сан-Андреас, пересекающей долину, разновозрастные мелкие тектонические нарушения. Каждое из них, смещая нижележащую часть разреза, ограничивалось тем или иным слоем и не продолжалось выше. Поскольку осадконакопление происходило непрерывно, такие соотношения указывают на импульсность формирования нарушений и подвижек по ним.

Исследуя молодые разломы провинции Бассейнов и Хребтов США, Р.Е. Уоллес [Wallace, 1977] показал, что в рыхлых осадках разломный уступ земной поверхности выколаживается со временем, так что по его наклону можно судить о возрасте последних подвижек. Р.Е. Уоллес обнаружил, что уступ активного сброса долины Плизант имеет ломаный профиль. Три его грани отражают три импульса движений, последний из которых имел место при катастрофическом землетрясении 1915 г. В тех местах, где уступ образован скальными породами, выколаживания не наблюдается, но на обнаженной поверхности разлома различаются три в разной степени эродированных участка, самый свежий из которых возник при землетрясении 1915 г. Амплитуда вертикального смещения при этом землетрясении — 4–5 м. Два более ранних смещения имеют амплитуды 0,5 и 2 м. Очевидно, они, как и более пологие грани разломного уступа в рыхлых осадках, связаны с предшествовавшими сильными землетрясениями.

От описанных проявлений импульсных движений по активным разломам морфологически резко отличается смещение древней каменной кладки вдоль Дарваз-Алайской зоны молодых нарушений на Памире в 7 км юго-западнее с. Сагирдашт. Как показали детальные работы [Кучай и др., 1981], здесь движение происходило не вдоль одной или нескольких четких поверхностей, а в зоне шириной около 3 м, где отдельные блоки каменной кладки оказались как бы растащенными, а вмещающие их породы несут следы вязкого течения материала. Такое смещение едва ли связано с крупной сейсмической катастрофой. Скорее оно формировалось медленно, непрерывно или серией импульсов, каждый из которых не превышал землетрясения средней силы.

Описанные наблюдения пока единичны, но важны тем, что намечают пути разграничения сейсмогенных и медленных движений по структурным признакам. Обычно столь тонкие особенности строения зон молодых разломов не поддаются изучению, что заставляет искать иной, более общий подход к определению режима движений по активному разлому и степени его сейсмической опасности. Такой подход заключается в исследовании структурных и литологических факторов, способствующих или препятствующих концентрации тектонических напряжений в активной зоне или на отдельном ее участке. Рассмотрим влияние этих факторов на примерах.

Первый пример — Юго-Восточный Кавказ. Район, где детально изучались позднечетвертичные тектонические нарушения, находится на стыке трех зон, различающихся сейсмической активностью (рис. 1). Она была изучена Р.А. Агамирзевым [1976; Агамирзев, Трифонов, 1977], обобщившим инструментальные данные за последние 75 лет и макросейсмические сведения за последнее тысячелетие.

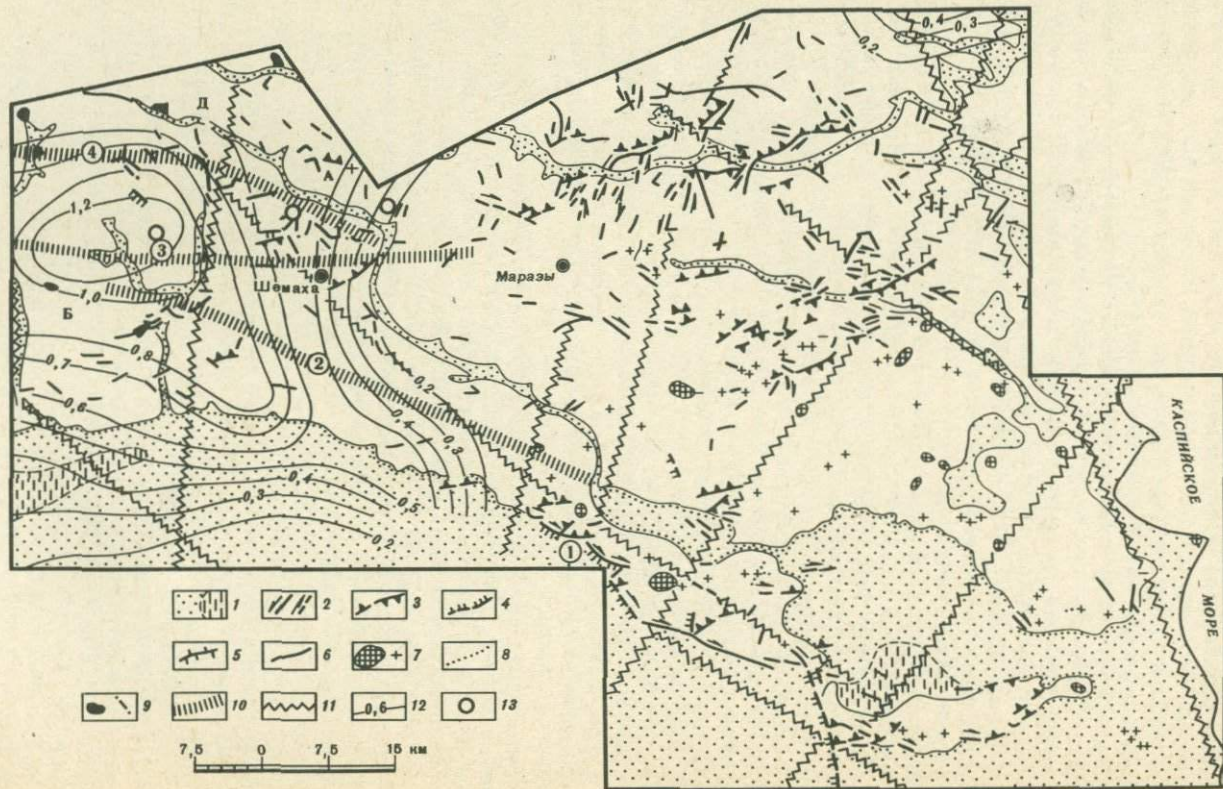
Северо-западная часть района относится к Шемахинской сейсмоактивной зоне, которая охватывает южный склон Юго-Восточного Кавказа и между-речье Гирдыманчая и Пирсагатчая, и выделяется максимальной для Кавказа сейсмичностью. За последние 150 лет здесь произошли 6 сильных землетрясений и за последние 25 лет 14 разрушительных землетрясений средней силы. Обособляются очаги землетрясений с максимальными магнитудами 2–3,5, повторяющихся почти еженедельно. Максимальная сейсмическая активность зоны A_{10} равна 1,2, минимальная — 0,6. Повторяемость сильных землетрясений — 50 лет, разрушительных — 20 лет. Очаги землетрясений Шемахинской зоны находятся на глубинах не более 10 км и приурочены к осадочной толще. Сильные и разрушительные землетрясения тяготеют к зонам Аджичайского (на его широтном участке), Вандамского и Зангинского разломов надвигового типа, а также к Баскальскому и Астраханскому тектоническим покровам [Агамирзев, 1976; Агамирзев, Трифонов, 1977].

Юго-западная часть района принадлежит зоне Южных Предгорий, протягивающейся от р. Ахсучай до р. Гирдыманчай и далее на запад до р. Алазань. Зона характеризуется сравнительно слабой сейсмичностью. Здесь происходят землетрясения с магнитудами 3–4. Сейсмическая активность $A_{10} \leq 0,5$. Очаги имеют глубину до 10 км и приурочены к осадочному чехлу. Пятишестибалльный эффект зона испытывает от Шемахинских и Иранских землетрясений. Собственные землетрясения зоны связаны с отдельными участками зон Северо-Аджинаурского и Чатмино-Геокчайского разломов.

Восточная часть района представляет Кобыстанскую асейсмичную зону. Несмотря на регулярные детальные сейсмологические наблюдения, предпринимавшиеся с 1952 г., здесь не зарегистрировано сколько-нибудь заметных сейсмических событий за исключением местных очень слабых толчков при извержениях грязевых вулканов. Нет и исторических сведений о землетрясениях из местных очагов.

Сопоставление контрастных по своей сейсмической активности Шемахинской и Кобыстанской зон показывает, что в обеих зонах широко развиты позднечетвертичные разрывы (см. рис. 1). Некоторые системы молодых нарушений, например Аджичайский разлом, даже прослеживаются из одной зоны в другую. Но общий рисунок позднечетвертичной тектоники различен.

В Шемахинской зоне молодые разрывы обычно непротяженны и часто перекрыты оползнями. Грязевые вулканы редки и невелики по размерам. Особенность зоны — обилие обвалов, оползней и родственных им гравитационных образований. Нередко они приурочены к уступам, обозначающим выход активного надвига на поверхность. Образование части на-



рушений обвальнo-оползневого типа трудно представить себе без сейсмического воздействия. Таковы системы трещин растяжения и сбросораздвигов, которые простираются вдоль некоторых водоразделов и, вероятно, связаны с их растрескиванием под действием ударной волны. Без сейсмического толчка и сопровождающей его вибрации едва ли были бы возможны отрыв и аномально большое горизонтальное перемещение (на 2 км при спуске на 250 м) оползней возле с. Зарат, сохранивших внутреннюю структуру перемещенных горных масс.

В Кобыстанской зоне молодые разрывы, как правило, более протяжены, чем в Шемахинской. Некоторые из них сложно ветвятся или образуют кулисные системы. Специфика зоны — интенсивный позднечетвертичный грязевой вулканизм, корни которого находятся на глубинах 5–7 км. Значительные деформации обвальнo-оползневого типа неизвестны.

Несходство сейсмической активности Шемахинской и Кобыстанской зон обусловлено, по мнению Р.А. Агамирзоева [Агамирзоев, Трифонов, 1977], их различным геологическим строением. Очаги землетрясений Шемахинской зоны приурочены к осадочному чехлу. Он в значительной мере представлен в Вандамской зоне сейсмоактивных нарушений вулканической толщей мощностью 6–7 км, в зонах Аджичайского и отчасти Зангинского разломов — существенно карбонатным флишем мощностью 10–12 км. И тот и другой комплексы пород могут концентрировать тектонические напряжения, а затем быстро разрешать их в хрупких деформациях со значительным сейсмическим эффектом. Концентрации напряжений в активных зонах, по-видимому, способствует масса перекрывающих их тектонических пластин, с чем связана повышенная сейсмичность областей Баскальского и других тектонических покровов [Агамирзоев, 1976].

Показательно и еще одно обстоятельство. Сейсмоактивные верхнекоровые разломы Шемахинской зоны, простирающиеся в общекавказском направлении, высоко сейсмичны не на всем протяжении, а прежде всего вблизи пересечений с зонами нарушений, которые простираются диагонально или поперек к верхнекоровым структурам и наиболее активны в нижней части осадочного чехла и фундаменте на глубинах 10–25 км [Макаров и др., 1974].

В Кобыстанской зоне 14-километровый мезозойско-кайнозойский разрез представлен в основном терригенными отложениями: существенно глинистым флишем и перекрывающими его слабоуплотненными осад-

Рис. 1. Молодые тектонические нарушения и сейсмичность Юго-Восточного Кавказа [Агамирзоев, Трифонов, 1977; Макаров и др., 1974]

1 — слева — области распространения позднеплейстоценовых и голоценовых хвалыньских и послехвалыньских отложений; справа — складки, продолжающие развиваться в позднем плейстоцене и голоцене; 2–6 — собственно тектонические разрывные нарушения (2 — сдвиги (слева — достоверные, справа — предполагаемые); 3 — надвиги и взбросы (справа — достоверные, слева — предполагаемые); 4 — сбросы (справа — достоверные, слева — предполагаемые); 5 — трещины растяжения; 6 — разрывы с невыясненным направлением перемещений); 7 — грязевые вулканы; 8 — разрывы и трещины, связанные с грязевыми вулканами; 9 — крупнейшие оползни (слева) и приповерхностные разрывы и трещины гравитационного происхождения (справа); 10 — верхнекоровые сейсмоактивные разломы; 11 — линейменты, отдешифрированные на среднемасштабных космических снимках; 12 — изолинии и значение сейсмической активности $A_{1,0}^K$ ($A_{1,0}^K$ — число землетрясений с $K=10$ на 1000 км² в год, где K — энергетический класс); 13 — эпицентры сильнейших землетрясений. Цифры в кружках на карте: 1 — асейсмичная юго-восточная часть Аджичайского разлома; 2 — сейсмоактивная часть Аджичайского разлома (на западе перекрета Баскальским тектоническим покровом); 3 — Вандамская шовная зона; 4 — Зангинский разлом; А, Б, Д — тектонические покровы (А — Астраханский, Б — Баскальский; Д — Демирчинский)

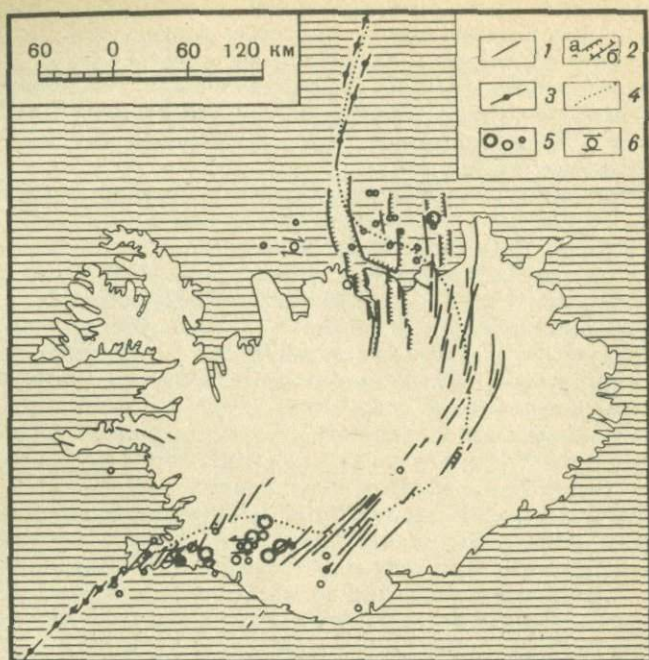


Рис. 2. Молодые тектонические нарушения и сейсмичность Исландии

1 — крупные голоценовые и позднеплейстоценовые тектонические нарушения; 2 — некоторые плейстоценовые сбросы (а) и эоплейстоцен-позднеплиоценовые вулканические системы (б); 3 — осевые части подводных рифтовых структур; 4 — оси рядов эшелонированно расположенных нарушений; 5 — эпицентры землетрясений с $M > 7$; $7 > M > 6$; $6 > M > 5$ [Ward, 1971]; 6 — механизмы очагов землетрясений [Sykes, 1967; Ward, 1971]

ками. Они не способны генерировать сколовые напряжения и соответствен-но сейсмические волны. Зона на глубине характеризуется повышенным геотермическим градиентом, что, вероятно, понижает хрупкость кристаллического основания, т.е. не создает условий для возникновения сильных землетрясений и ниже осадочного чехла [Агамирзоев, Трифонов, 1977].

Как уже отмечалось, Аджичайский разлом продолжается в Кобыстанскую зону, но становится асейсмичным. Возможно, это связано не только с литологией нарушаемых им пород, но и с изменением морфологии самого разлома. При переходе в Кобыстанскую зону он изменяет простирание и в значительной мере трансформируется из надвига в правый сдвиг. При этом Аджичайский разлом, подобно некоторым другим крупным молодым разломам Кобыстанской зоны, расщепляется на более мелкие нарушения. Грязевой вулканизм зоны обязан своим возникновением пластичным толщам, не способным генерировать землетрясения, и поэтому является индикатором асейсмичности. Можно допустить также, что грязевые вулканы оказываются своеобразными клапанами, снимающими глубинные напряжения без существенных сейсмических толчков.

Другим примером является Исландия (рис. 2). В ее современной рифтовой зоне детальными инструментальными наблюдениями выявлены лишь слабые землетрясения [Ward et al., 1969]. Нет и исторических свидетельств сильных землетрясений в прошлом. На современных вулканах центрально-

Рис. 3. Разлом Сан-Андреас на западе Северной Америки

1 — мыс Мендосино; 2 — Лос-Гатос; 3 — с. Чолам;
4 — Камп Дикс; 5 — перевал Кахон



го типа отмечаются повторяющиеся серии микроземлетрясений. Низкая сейсмичность при высокой современной тектонической активности может быть связана с тем, что глубинные магмоподводящие нарушения типа сбросораздвигов непосредственно достигают поверхности, что затрудняет концентрацию напряжений. Особенно неблагоприятны условия для возникновения сильных землетрясений в крупных современных центральных вулканах, где наиболее высок тепловой поток и промежуточные магматические камеры находятся на минимальных глубинах.

Иначе обстоит дело в северной и южной частях Исландии — в Тьорнесской и Рейкьянесской трансформных зонах [Tryggvason et al., 1958; Sykes, 1967; Ward, 1971]. Наряду с микроземлетрясениями, которых здесь не меньше, а, пожалуй, больше, чем в рифтовой зоне, известны сильные землетрясения (см. рис. 2), подобные катастрофе 1934 г. в районе с. Далвик. Трансформные зоны Исландии, связывая соседние отрезки рифтовой системы, вырисовываются как поперечные к ним структуры скоплением гипоцентров землетрясений, причем по определению механизмов очагов получаем правый сдвиг вдоль Тьорнесской и левый сдвиг вдоль Рейкьянесской трансформных зон. На поверхности обе зоны построены иначе. В Рейкьянесской зоне нарушения трансформного направления практически отсутствуют, а в Тьорнесской зоне они являются подчиненными структурными элементами. Определяют строение обеих зон кулисные ряды разрывов рифтового направления (см. рис. 2). С такой дисгармонией между приповерхностной и глубинной современными структурами трансформных зон, а также с более глубоким по сравнению с рифтовыми зонами залеганием разогретых мантийных масс и связана повышенная сейсмичность трансформных зон Исландии.

Третий пример — зона разлома Сан-Андреас (рис. 3). Отмечаются четыре участка зоны, которые сильно различаются по характеру сейсмичности [Allen, 1968; Wallace, 1970]. Два участка зоны, от мыса Мендосино до Лос-Гатоса и от с. Чолам до перевала Кахон, испытали подвижки при катастрофических ($M \geq 8$) землетрясениях 1906 г. (северный участок) и 1857 г. (южный участок), тогда как в остальное историческое время отличались крайне слабой сейсмичностью и отсутствием крипа. Катастрофические землетрясения имели здесь место и прежде, с интервалами в 50–300 лет [Wallace, 1970; Sieh, 1978]. Два других участка зоны разлома, между Лос-Гатосом и с. Чолам и юго-восточнее перевала Кахон, характеризует обилие слабых землетрясений, относительно частые землетрясения с магнитудами до 6, а на юге до 7 и современные медленные движения.

По мнению К.Р. Аллена [Allen, 1968], участки с разным сейсмическим режимом различаются как морфологией зоны разлома, так и составом контактируемых пород. На участках, где происходят редкие подвижки при катастрофических землетрясениях, разлом построен просто и часто представлен лишь одной или двумя активными поверхностями. Пример тому — район Эппл-Три северо-западнее перевала Кахон, где разлом выражен двумя сближенными ветвями, причем мощность перетертых пород вдоль каждой ветви не превышает 0,5 м. Примерно посередине каждого участка имеет

место резкий изгиб зоны разлома, который может служить препятствием непрерывному движению и тем самым создавать условия для концентрации напряжений. Этому же способствует преобладание гранитно-метаморфических пород в крыльях разлома.

На двух других участках гораздо чаще имеет место ветвление или кулисное расположение активных отрезков разлома. От северного участка отщепляется крупный разлом Калаверас. Южный участок представляет собой сложно ветвящуюся систему нарушений, которая охватывает полосу шириной до 70 км и, помимо сдвиговой, имеет раздвиговую компоненту. К юго-востоку эта система переходит в сдвигораздвиг Калифорнийского залива. На южном участке происходит утонение континентальной коры до ее полного исчезновения на юге залива [Гамильтон, Майерс, 1970].

К.Р. Аллен [Allen, 1968] отмечает большое количество серпентинитов, которые обнажены на участке Лос-Гатос — Чолам. Будучи своеобразной смазкой, они препятствуют значительной концентрации напряжений в зоне разлома. По мнению У.П. Ирвина и И. Барнеса [Irwin, Barnes, 1975], серпентиниты широко распространены вдоль всего рассматриваемого участка разлома, поскольку именно здесь разлом прорезает и смещает зону надвигов на границе францисканской впадины и Большой Долины. У.П. Ирвин и И. Барнес указывают и на другую особенность данного участка — приуроченность к нему термальных содовых источников. Их происхождение объясняется водоупорными свойствами разреза Большой Долины. Залегая в аллохтоне, он препятствует выходу на поверхность содовых растворов, которыми насыщена францисканская формация. Растворы перемещаются вдоль поверхности надвига и достигают зоны разлома Сан-Андреас, препятствуя концентрации напряжений в ней.

Итак, одним из важнейших факторов, определяющих возможность значительной концентрации напряжений в зоне активного разлома и их последующей быстрой разрядки в виде сильных землетрясений, является общий характер разреза. Преобладание с некомпетентных пород (серпентиниты, глинистые толщи, рыхлые осадки) препятствует концентрации напряжений, тогда как преобладание компетентных пород способствует такой концентрации и последующей разрядке напряжений со значительной подвижкой. Повышенный тепловой поток и выходы термальных вод делают породы более пластичными, т.е. снижают возможность концентрации напряжений. Определенное значение для локализации сильных землетрясений имеют и местные особенности: изгибы разлома, затрудняющие непрерывное движение по нему; наличие вулканов и проявлений грязевого вулканизма.

В целом крупные землетрясения чаще приурочены к зонам активных надвигов, чем к зонам сдвигов, и чаще к зонам активных сдвигов, чем к зонам сбросораздвигов. Такую же роль играет сжимающая или растягивающая компонента в зонах преобладающих сдвиговых перемещений. Это проявляется как в пределах отдельных регионов (в разной интенсивности землетрясений, связанных с активными разломами разных типов), так и в глобальном масштабе. По оценкам Б. Гутенберга и К.Ф. Рихтера [1948], 75,6% общей энергии землетрясений выделяется в Тихоокеанском и 22,1% — в Альпийско-Азиатском мегапоясах современного сжатия. Только там происходят землетрясения с магнитудами более 7,8, неизвестные в мегапоясах современного растяжения¹ и тем более в других, менее активных

¹ Землетрясение долины Оуэнс в западной ветви молодых сбросов и сбрососдвигов Большого Бассейна США (1872 г., $M = 8,3$), казалось бы, является исключением. Но в глобальном плане оно приурочено к области сочленения мегапоясов сжатия и растяжения.

структурах. Сейсмические особенности активных структур сжатия проявляются и в специфике расположения гипоцентров сильных землетрясений. В активных зонах сбросораздвигового и сдвигового типов гипоцентры обычно расположены вдоль главных разломов или непосредственно вблизи них (сдвиги Сан-Андреас, Таласо-Ферганский, Чаманский, Северо-Анатолийский; сбросы и сбрососдвиги Байкальской рифтовой системы и долин Оуэнс, Дикси, Плизант в Большом Бассейне США). В активных зонах сжатия и сжатия-сдвига землетрясения нередко и, может быть, чаще всего приурочены не к главным разломам, а к разломам второстепенным (Уайт-Волф и Сан-Фернандо в системе Поперечных хребтов запада США) или происходят перед фронтом крупного надвига (землетрясения Ассамское 1897 г., Сримангал 1918 г., Дхубри 1930 г., Бихар 1934 г. южнее Главного пограничного разлома Гималаев). Последние принадлежат к числу сильнейших землетрясений мира. Их структурная позиция согласуется с результатами тектонофизических исследований распределения напряжений в развивающихся надвиговых системах [Михайлова, 1971].

Возможность концентрации напряжений повышается в зонах активных разломов, скрытых на глубине. В простейших случаях такие активные зоны могут быть скрыты слабодислоцированными молодыми осадками или погребены тектоническими покровами. В более общем виде указанный фактор действует, если два горизонта литосферы деформируются дисгармонично друг относительно друга, т.е. обладают разными структурными планами активных нарушений. Наибольшая концентрация напряжений достигается на границах по-разному нарушенных литосферных слоев, особенно в тех местах, где сочленяются разнонаправленные подвижные зоны разной глубины [Макаров, Щукин, 1979]. Последнее объясняет ранее установленный в разных регионах факт приуроченности эпицентральных зон сильных землетрясений к узлам пересечения разнонаправленных активных линейных элементов новейшей структуры.

Итак, изучение молодых, т.е. активных в позднем плейстоцене и голоцене, структур существенно расширяет возможности обнаружения и картирования сейсмически опасных территорий. Подавляющее большинство известных сильных землетрясений приурочено к молодым подвижным поясам, а внутри них тяготеет к активным зонам, которые чаще всего выражены на поверхности молодыми разломами и сопутствующими им структурами. Вдоль таких разломов происходят наибольшие сейсмогенные разрушения. В пределах активных зон возможность концентрации тектонических напряжений на отдельных участках, т.е. вероятность возникновения сильного землетрясения, определяется совокупностью литологических и структурных факторов. Прочностные свойства пород в значительной мере зависят от характера разреза, его водонасыщенности, теплового потока. Среди структурных факторов важнейшими являются степень раздробленности пород, морфология подвижной зоны и характер перемещений, соотношение структурных планов разных слоев литосферы и степень ее тектонической расслоенности. Всестороннее изучение молодых нарушений в совокупности с анализом геологической обстановки, обуславливающей возможность концентрации тектонических напряжений, представляет собой генетический путь выявления вероятных мест будущих катастрофических и сильных землетрясений.

Литература

- Агамирзов Р.А. К сейсмическому районированию Азербайджана. — В кн.: Сейсмоструктура некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 31—41.
- Агамирзов Р.А., Трифонов В.Г. Молодые тектонические нарушения и сейсмичность Юго-Восточного Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 8, с. 98—104.
- Гамльтон У., Майерс У.Б. Кайнозойская тектоника запада США. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 181—192.
- Губин И.Е. Сейсмоструктурный метод сейсмического районирования. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 64 с. (Тр. Геофизического ин-та АН СССР; Вып. 13(140)).
- Гутенберг Б., Рихтер К.Ф. Сейсмичность Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1948.
- Карта сейсмичности и реестр сильных землетрясений, Китая (780—1976 гг.). Пекин, 1976. На кит. яз.
- Кучай В.К. О вероятностном геологическом прогнозировании. — Геология и геофизика, 1976, № 10, с. 144—155.
- Кучай В.К., Гусева Т.В., Улашина С.А. К геодинамике разломов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 45—56.
- Макаров В.И., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г. и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1974, т. 2, с. 9—42.
- Макаров В.И., Щукин Ю.К. Оценка активности скрытых разломов. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 96—109.
- Методы детального изучения сейсмичности. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 327 с.
- Михайлова А.В. Разрывы, деформации и перемещения в моделях надвиговой структуры. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 48—61.
- Мушкетов И.В. Физическая геология. СПб, 1891.
- Петрушевский Б.А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 31—53. (Тр. Геофизического ин-та АН СССР; Вып. 28 (155)).
- Солоненко В.П. Палеосейсмогеология. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 9, с. 3—16.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Allen C.R. The tectonic environments of seismically active and unactive areas along the San Andreas fault system. — Geol. Sci. Stanford, 1968, vol. 11, p. 70—82.
- Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 8, p. 1041—1057.
- Ambraseys N.N. Value of historical records of earthquakes. — Nature, 1971, vol. 232, N 5, p. 375—379.
- Irwin W.P., Barnes I. Effect of geologic structure and metamorphic fluids on seismic behavior of the San Andreas fault system in central and northern California. — Geology, 1975, N 12, p. 713—716.
- Sieh K.E. Prehistoric large earthquakes by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California. — J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B8, p. 3907—3939.
- Sykes L.R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. — J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, p. 2131—2153.
- Tryggvason E., Thoroddsen S., Thorarinnsson S. Greinargerð jarðskjálftanefndar ím jarðskjálftahaettu a Íslandi. — Timarit verkfræe ingafelags Íslands, 1958, arg. 43, h. 6, p. 1—9.
- Wallace R.E. Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California. — Geol. Sci. Stanford, 1968, vol. 11, p. 6—20.
- Wallace R.E. Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 10, p. 2875—2890.
- Wallace R.E. Profiles and ages of Young Scarps, North-Central Nevada. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 9, p. 1267—1281.
- Ward P.L. New interpretation of the geology of Iceland. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 11, p. 2991—3012.
- Ward P.L., Palmason G., Drake C. A microearthquake survey and the Mid-Atlantic Ridge in Iceland. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 2, p. 665—684.

Г.В. Бочаров, Г.С. Гусев, В.С. Имаев, Б.М. Козьмин
**СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ
 ТЕРРИТОРИИ ЯКУТСКОЙ АССР**

ВВЕДЕНИЕ

На территории Якутской АССР располагаются Сибирская платформенная, Верхояно-Чукотская и Джугджур-Становая орогенные, а также Лаптевско-Восточно-Сибирская шельфовая неотектонические области. На западе в пределы Джугджур-Становой области заходит восточное окончание Байкальской рифтовой зоны, а в центральной части Верхояно-Чукотской области располагается Момская рифтовая зона, которая на северо-западе сочленяется с рифтовой зоной моря Лаптевых и хребта Гаккеля. Вдоль южной окраины рассматриваемого региона протягивается Байкало-Охотский, а через горные сооружения Северо-Востока СССР Лаптевско-Колымский сейсмические пояса. Таким образом, на территории Якутской АССР представлены весьма разнородные по геологической природе тектонические структуры.

Суждение о современной тектонической активности рассматриваемого региона составлено с привлечением данных: 1) по современным вертикальным деформациям земной коры, полученных геодезическими методами — повторным нивелированием, повторными определениями местоположения пунктов триангуляционной сети; 2) по исследованиям сейсмической активности и определениям механизмов очагов землетрясений; 3) по материалам изучения теплового потока; 4) результатов геологических и геоморфологических исследований. Ввиду весьма слабой изученности вопросы современного внутреннего строения земной коры рассмотрены только в самой общей форме.

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ
 ПО ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

На территории Якутской АССР проводятся региональные и детальные геодезические исследования современных деформаций земной поверхности. Первыми охвачен весь рассматриваемый регион, а вторыми — район Станового хребта к югу от г. Нерюнгри.

В числе геодезических методов основным является метод повторного нивелирования. Первые линии высокочастотного нивелирования на территории Якутской АССР были проложены в 1936 г. Работы по повторному нивелированию начаты в 1964 г. и продолжаются в настоящее время. Для большей части исследованной территории получены достаточно надежные материалы. На их базе был составлен первый макет карты современных вертикальных движений земной коры, анализ которой позволил дать общую оценку характера современных деформаций земной поверхности [Бочаров, Есикова, 1980; Бочаров и др., 1982].

На первой схеме современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) для уравнивания использовались скорости на местных равномерных постах (Тикси, Амбарчик, Ново-Николаевск, Ногаево и Владивосток).

Основой рассматриваемой в настоящей статье схемы СВДЗК является сеть линий повторного нивелирования, проложенных подразделениями Главного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР

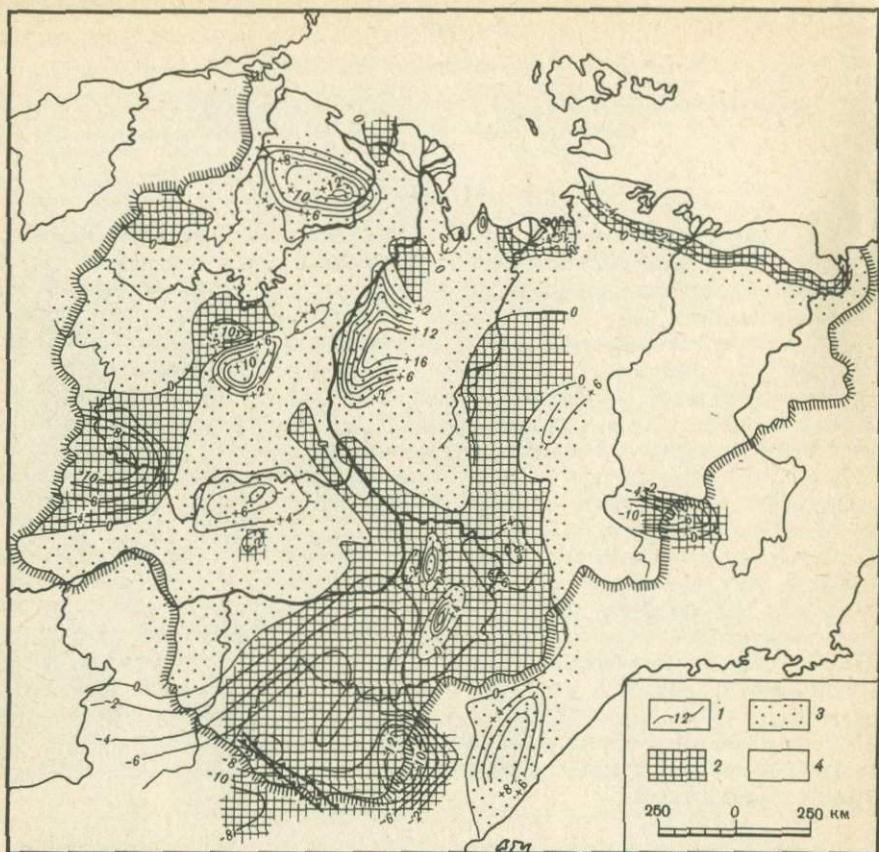


Рис. 1. Схема современных вертикальных движений земной коры территории Якутской АССР по данным повторного нивелирования

1 — изогипсы скоростей, мм/год; 2 — области опусканий; 3 — области поднятий; 4 — области, где отсутствуют данные о характере движений (нет повторного нивелирования)

в период с 1936 по 1982 г. Интервалы времени между первым и вторым нивелированием находятся в пределах от 5 до 36 лет и в среднем составляют 20 лет (рис. 1).

Средняя протяженность линий повторного нивелирования составила 18409 км, а число реперов, общих для первых и повторных нивелировок, составило 1567. В процессе работ большое внимание уделялось анализу надежности закрепления нивелирных знаков на местности. При анализе было признано неустойчивыми около 4% реперов. Для условий Якутии этот процент надо считать весьма малым, учитывая разнообразие условий закладки, а также то, что на производстве расчет устойчивости реперов ведется на средние условия.

На схеме СВДЗК представлены абсолютные скорости. Они вычислены на основании скоростей, зарегистрированных более чем на 30 уровнях постах страны по наблюдениям за уровнем моря. Вычисленные скорости являются результатом уравнивания параметрическим способом с учетом

весов скоростей СВДЗК по линиям между узловыми нивелирными знаками или от одного исходного знака на всю территорию страны.

Для вычисления скоростей в основном использовались повторные нивелирования первого класса, а также в ряде случаев второго и третьего классов. Точность выполненного нивелирования на территории Якутии характеризуется следующими погрешностями (в мм/км):

Для первого класса	$\sigma = \pm 10,31$	$\eta = \pm 0,02$
" второго "	$\sigma = \pm 0,7$	$\eta = \pm 0,15$
" третьего "	$\sigma = \pm 1,0$	$\eta = \pm 0,20$

Здесь σ — случайная ошибка; η — систематическая. Величины σ , η нигде не превышают допустимых значений, установленных действующими в момент производства работ инструкциями.

Среднеквадратичная ошибка определения скорости современных движений на территории Якутии по данным уравнивания равна порядка 2,1 мм/год.

В данной статье приводится также схема СВДЗК на Южно-Якутский геодинамический полигон площадью около 10 тыс. км². Для составления этой схемы использовано 1370 км нивелирования всех классов с общим числом реперов 171. За исходные приняты скорости двух реперов, полученные из общего уравнивания скоростей вертикальных движений при составлении карты на всю территорию страны. Вычисленные от этих исходных скорости вертикальных движений реперов нивелирной сети полигона были уравнены в четырех различных вариантах и из всех вариантов взято среднее. Точность определения вертикальных движений земной коры в районе полигона около 1,5 мм.

Восточная часть Сибирской платформы является областью умеренных неотектонических поднятий с амплитудой от нескольких десятков метров до более 500 м. Только территория, прилегающая к Верхоянью (Алданская впадина), подвергалась умеренным прогибаниям амплитудой до 800 м. Средняя скорость неотектонических вертикальных движений земной коры составляет 1—2 мм/год.

Данные повторного нивелирования показывают, что в пределах этой области наряду с обширными зонами умеренных вертикальных современных деформаций земной коры существуют зоны контрастных и высоко-скоростных деформаций. Так, территория Анабаро-Оленекского междуречья испытывает восходящие движения со скоростью до 14 мм/год. Бассейн верхнего течения р. Муны опускается со скоростью до 12 мм/год. Большая часть Алданского щита испытывает опускание со скоростями до 12 мм/год. В целом на изученной территории области современных поднятий чаще приурочены к древним прогибам платформы, а области опусканий — к древним поднятиям.

Обширная Верхояно-Чукотская область разделяется на крупные и весьма интенсивные неотектонические поднятия (Верхоянское, Сунтар-Хаятинское, Черского и др.) и впадины (Оймяконская, Момо-Селенняхская, Индигиро-Зырянская и др.). Наряду с высокоинтенсивными вертикальными деформациями амплитудой до 2000—3000 м устанавливаются и горизонтальные неотектонические деформации.

В Верхояно-Чукотской горной области в основном устанавливается прямая корреляция знака современных движений с крупными формами рельефа и тектоническими структурами. Хребты Верхоянский, Черского, Сунтар-Хаята, Полоусный испытывают в современную эпоху поднятие со скоростью 2—4 мм/год, а разделяющие их нагорья или опускаются со скоростью до 6 мм/год, или поднимаются со скоростью до 2 мм/год. Исключение в этом отношении составляет северная часть хребта Сетте-Дабан и

прилегающая к нему юго-восточная часть Верхоянского хребта. Эта зона, включающая и большую часть олигоцен-четвертичной Алданской впадины, испытывает в современную эпоху опускание со скоростью до 4 мм/год.

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

Южно-Якутский геодинамический полигон располагается в зоне сопряжения Сибирской платформы с Джугджур-Становой областью. По скоростям и контрастности современных вертикальных движений исследованный регион подразделен на Южно-Алданскую, Северо-Становую, Центральную-Становую и Южно-Становую зоны, каждая из которых состоит из блоков, ограниченных разрывами.

Южно-Алданская зона включает мезозойские Чульманскую и Токариканскую впадины. Первая представляет собой наклоненную на север и относительно слабо расчлененную денудационно-аккумулятивную, а вторая аккумулятивную равнину с абсолютными высотами 600—1000 м. Впадины обрамляются более высокоподнятыми структурами Алданского нагорья (Центрально-Алданское плато, Горбыляхский блок), сложенными метаморфическими породами глубокого докембрия.

Данные повторного нивелирования показывают, что в современную эпоху территории восточной части Чульманской впадины и прилегающей части Горбыляхского блока испытывают весьма слабо дифференцированные опускания со скоростями от —4 до —5,5 мм/год. Токариканская впадина характеризуется современным опусканием со скоростью до 10 мм/год (рис. 2).

На северо-западе Северо-Становой зоны располагается блок кряжа Зверева. Крупными разрывами он разделен на несколько более мелких блоков. Эти разрывы представляют собой боковые ответвления Станового шва. Блок кряжа Зверева в рельефе местности представляет собой типичное горное сооружение с абсолютными высотами до 2000 м. Пересечение нивелирного хода по р. Чульман показывает, что блок кряжа Зверева в современную эпоху испытывает сложное по форме коробление. Его северная часть, расположенная висячем крыле Южно-Якутского надвига и граничащая с Чульманской впадиной, испытывает относительное поднятие со скоростью 2 мм/год. В тыловой части висячего крыла располагается участок относительного опускания со скоростью до 6 мм/год, а к югу от боковой ветви Станового шва располагается участок поднятия со скоростью до 9 мм/год.

На востоке Северо-Становой зоны к северу от Станового шва располагается Тангракский блок, который в рельефе местности представляет средневисотное слаборасчлененное поднятие. Данные повторного нивелирования показывают, что крылья этого блока, прилегающие соответственно к Становому шву и Южно-Якутскому надвику, испытывают относительное поднятие, а его осевая часть испытывает малоградиентные опускания.

Центрально-Становая зона имеет относительно слаборасчлененный среднегорный рельеф. На западе зоны выделяется Кабактинский блок, ограниченный на севере Становым швом, а на юге Иенгрским разломом. Данные повторного нивелирования показывают, что в этом блоке к зоне Станового шва и Иенгрскому разлому прилегают полосы относительных поднятий. В центральной части Кабактинского блока вырисовывается еще одна полоса относительного поднятия и две полосы относительного опускания. Блок испытывает дифференцированные относительные поднятия и опускания со скоростью 2—16 мм/год. В отличие от этого расположенный юго-восточнее Золотинс-

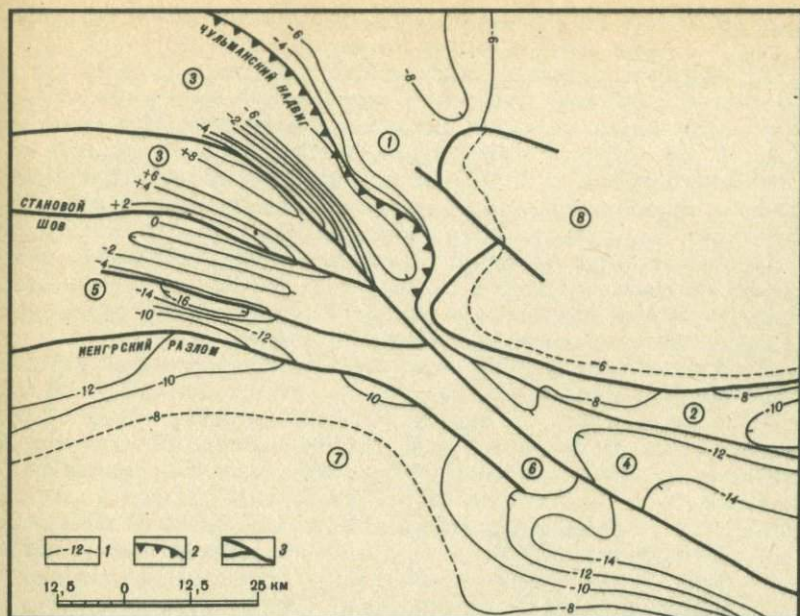


Рис. 2. Схема современных вертикальных движений земной коры на территории Южно-Якутского геодинамического полигона

1 — изолинии скоростей, мм/год; 2, 3 — разломы, активно развивающиеся в современную эпоху (2 — надвиги; 3 — сбрососдвиги). Цифры в кружках: 1, 2 — впадины (1 — Чульманская; 2 — Токарикская); 3—8 — приподнятые блоки (3 — кряжа Зверева; 4 — Тангаракский; 5 — Кабактинский; 6 — Золотинский; 7 — Южно-Становой; 8 — Горбыляхский)

кий блок испытывает слабо дифференцированное опускание со скоростью до 14 мм/год.

Южно-Становая зона сложена докембрийскими метаморфическими породами, прорванными многочисленными интрузиями мезозойских гранитоидов. Орографически она выражена среднегорным хребтом, который считается осевой частью собственно Станового хребта. Имеющиеся данные не позволяют судить о тонкой структуре этой зоны, состоящей из Ларбинского и Тинтурского блоков. Однако результаты повторного нивелирования показывают, что Южно-Становая зона испытывает относительное поднятие, хотя и располагается в зоне опускания со скоростью до 5 мм/год.

В 1979 и 1980 гг. на территории Якутского геодинамического полигона проведены повторные угловые измерения триангуляционной сети, в основном заложенной в 1954 г. Обработка результатов угловых измерений дает сложную картину горизонтальных смещений триангуляционных пунктов. Получено несколько отличающихся между собой моделей. Несмотря на некоторую противоречивость исследованных моделей, угловые измерения позволяют сделать некоторые общие выводы.

1. На территории Южно-Якутского геодинамического полигона в современную эпоху наряду с вертикальными имеют место и горизонтальные деформации земной коры.

2. Статистическая обработка направлений векторов смещения триангуляционных пунктов показывает, что на территории Южно-Якутского геодинамического полигона триангуляционные пункты преимущественно

смещаются в двух направлениях: юго-западно—северо-восточном (азимуты $240-120^\circ$) и северо-западно—юго-восточном (азимуты $320-120^\circ$).

3. Установлено мозаичное распределение зон горизонтального растяжения и сжатия, дилатации (участков с одинаковым изменением площади), интенсивности формоизменения. Выделяется расширяющийся блок шириной до 15 км, который вытянут в субмеридиональном направлении от пос. Нагорного до пос. Чульман и пространственно совпадает с поперечной к Становику зоной современных опусканий. К юго-западу и северо-востоку располагаются зоны горизонтального сжатия [Фотиади и др., 1982]. Длинные оси этих структур примерно параллельны осям деформаций, устанавливаемых по данным повторного нивелирования. При этом зоны относительных опусканий совпадают с зонами горизонтального растяжения, а зоны относительных поднятий — с зонами сжатия.

4. В районе пос. Нагорного с периодом в 43 года с помощью светодальномеров проведено повторное измерение длин сторон между пятью триангуляционными пунктами. Установлено их взаимное удаление друг от друга. Между пунктами, расположенными на расстоянии около 20 км, максимальное удаление за 43 года составило 288 мм. Максимальный градиент скорости горизонтального растяжения составляет $0,43 \text{ мм}/(\text{км} \cdot \text{год})$ и направлен по азимуту 50° , т.е. перпендикулярно длинной оси известной здесь отрицательной неотектонической структуры и изолиниям современных вертикальных движений. Здесь горизонтальный градиент современных вертикальных деформаций составляет $0,14 \text{ мм}/(\text{км} \cdot \text{год})$. Таким образом, на этом участке интенсивность горизонтальных деформаций земной поверхности в 3 раза выше вертикальных. Измерения с помощью светодальномеров дают примерно ту же картину горизонтальных деформаций, что и повторные угловые измерения.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

На территории Якутии и в прилегающих районах располагаются два сейсмических пояса: Байкало-Охотский и Лаптевско-Колымский. В районе Гижигинской губы они сочленяются с Курило-Камчатским сейсмическим поясом (рис. 3). Землетрясения здесь малоглубинные (15–30 км), коровые [Сейсмическое . . . , 1980].

Детальные исследования сейсмического режима рассматриваемого региона в настоящее время опираются на достаточно плотную сеть сейсмических станций. Они позволяют уверенно определять местоположение эпицентров землетрясений не менее чем восьмого класса (4–5-балльные землетрясения).

Байкало-Охотский пояс на рассматриваемой территории располагается в пределах хребтов Становой, Тукурингра, Джагды, Джугджур и вдоль северного побережья Охотского моря. Его осевая зона в основном располагается вблизи Станового шва и Челомджа-Ямского разлома. Обособляются три высокосейсмичные зоны. Первая (8–9-балльная) зона располагается на западном фланге пояса в районе Чарской впадины, Каларского и Удоканского хребтов. Вторая (8-балльная) зона приурочена к хребту Токинский Становик. Третья (8-балльная) зона располагается в районе п-ова Кони. Суждение о современном поле напряжений в Байкало-Охотском поясе базируется на определении механизмов очагов. Векторы растяжения горизонтальные и направлены перпендикулярно длинной оси Чарского рифта, векторы сжатия вертикальные. Восточнее р. Олекмы сбросовое поле резко меняется на сдвиговое и взбросовое. Сдвиговые механизмы (горизонтальное сжатие и горизонтальное растяжение) в основном харак-

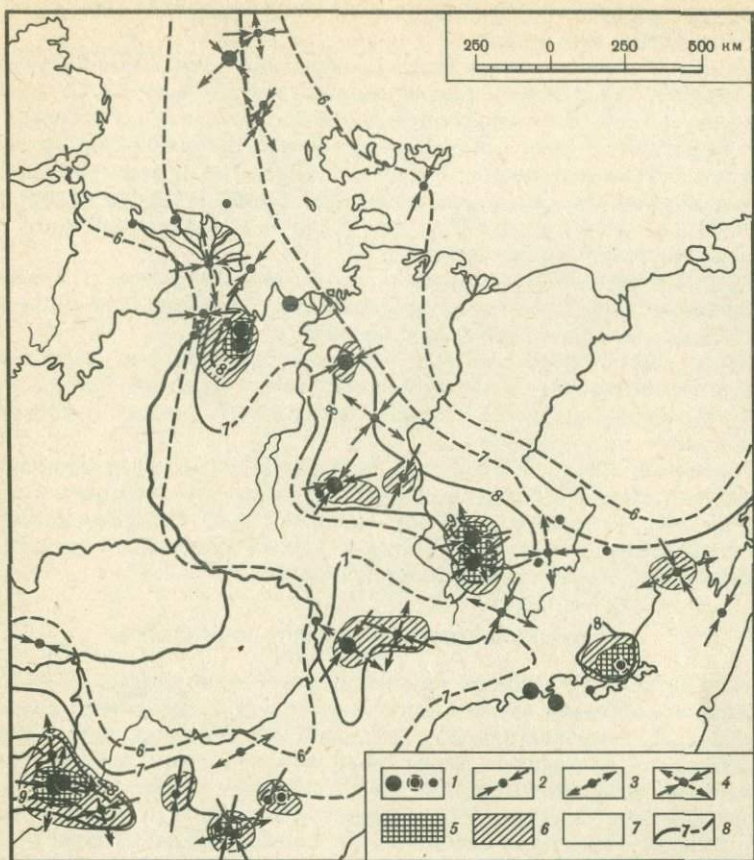


Рис. 3. Поля напряжений и энергетика сейсмических поясов территории Якутской АССР

1 — эпицентры землетрясений разной магнитуды; 2—4 — механизмы очагов землетрясений (2 — взбросовые; 3 — сбросовые; 4 — сдвиговые); 5—7 — энергетика землетрясений, мВт/м² (5 — 3—30 и более; 6 — 0,3—3; 7 — менее 0,3); 8 — изолинии бальности землетрясений (штриховые линии — предполагаемые)

терны для землетрясений, расположенных вблизи Станового шва, а взбросовые (горизонтальное сжатие, вертикальное растяжение) — для землетрясений, расположенных на Алданском щите.

Лаптевско-Колымский пояс протягивается от континентального склона моря Лаптевых (где он смыкается с сейсмическим поясом срединно-океанического хребта Гаккеля) до верховий р. Колымы (см. рис. 3). В его пределах устанавливаются две зоны сильных землетрясений. Северо-Верхоянская (8-балльная) зона располагается в районе приустьевой части р. Лены, хребта Хараулах и в прилегающих районах моря Лаптевых. Вторая, 8—9-балльная зона приурочена к горной системе Черского. Примечательно обстоятельство, что рифтовые долины этого пояса в отличие от Байкало-Охотского обладают слабой сейсмичностью. Так, в осевой части Момского рифта фиксируются только редкие 4—5-балльные толчки и единичные 6-балльные землетрясения. Более мощные 7-балльные землетрясения

происходили на северном (Селенняхское и Иргичанское) и южном (Сеймчанское) окончаниях рифта.

Суждение о строении поля упругих напряжений Лаптевско-Колымского сейсмического пояса базируется на определении механизмов 17 землетрясений (см. рис. 3). Устанавливается только сдвиговой и взбросовой типы полей напряжений даже для землетрясений, располагающихся вблизи осевой зоны Момского рифта [Козьмин, 1982]. Так, в очаге Селенняхского землетрясения ось сжатия наклонена под углом 24° , а ось растяжения — под углом 20° , промежуточная — под углом 58° (сдвиговый тип с незначительной сбросовой компонентой).

В состав Лаптевско-Колымского пояса мы включаем и 7-балльные зоны хребтов Сетте-Дабан и Сунтар-Хаята. В их пределах в двух очагах определен сдвиговой механизм землетрясений.

Большая часть прекрасно орографически выраженного Верхоянского хребта в сейсмическом отношении практически пассивна. Только к зоне Западно-Верхоянского краевого шва приурочены редкие 5–6-балльные землетрясения.

Центральные районы Сибирской платформы и Колымо-Омолонского массива, а также Новосибирско-Чукотская складчатая система (низовья бассейнов рек Индигирка, Колыма, Омолон, Анюй; Восточно-Сибирское море) практически асейсмичны. Лишь в районе Новосибирских островов отмечаются очаги 5–6-балльных землетрясений.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Новые данные о тепловом потоке на территории Якутской АССР и в сопредельных регионах недавно опубликованы А.Д. Дучковым с соавторами [1982]. По тепловому потоку различаются четыре области. Для Сибирской платформы характерны исключительно низкие значения теплового потока, меняющегося на территории Анабарской антеклизы от 15 до 25 мВт/м², на Непско-Ботубинской антеклизе от 13 до 25 мВт/м². Более высокие значения характерны для Алданского щита (до 50 мВт/м²), Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба (до 55 мВт/м²). Джугджур-Становая и Байкало-Патомская области (включая северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны) характеризуются высоким тепловым потоком: 60–70 мВт/м² на западе Становика и 80 мВт/м² в районе оз. Большое Токо (Токинский Становик).

На территории Верхояно-Чукотской складчатой области высокие значения теплового потока характерны для ее западной части, где они достигают 80–100 мВт/м². Восточная часть этого региона, включающая Приморскую низменность, Колымо-Омолонский массив, характеризуется относительно невысоким тепловым потоком (46–52 мВт/м²).

На рис. 4 дана несколько иная, чем в статье А.Д. Дучкова и др. [1982], картографическая интерпретация теплового поля территории Якутской АССР. При составлении схемы мы принимали во внимание данные по особенностям тектонического строения региона, а также материалы по глубинному магнитовариационному зондированию. В Вилюйской синеклизе отрицательная изолиния теплового потока проведена в соответствии с положением зон утонения континентальной коры [Сейсмические модели ..., 1980] и с результатами по глубинному магнитовариационному зондированию.

Последние указывают на резкий подъем низкоомных, а следовательно высокотемпературных, горизонтов в пределах Ыгыаттинской впадины Вилюйской синеклизы, что обязательно должно найти отражение в повышении теплового потока [Поспеев, Михалевский, 1981].

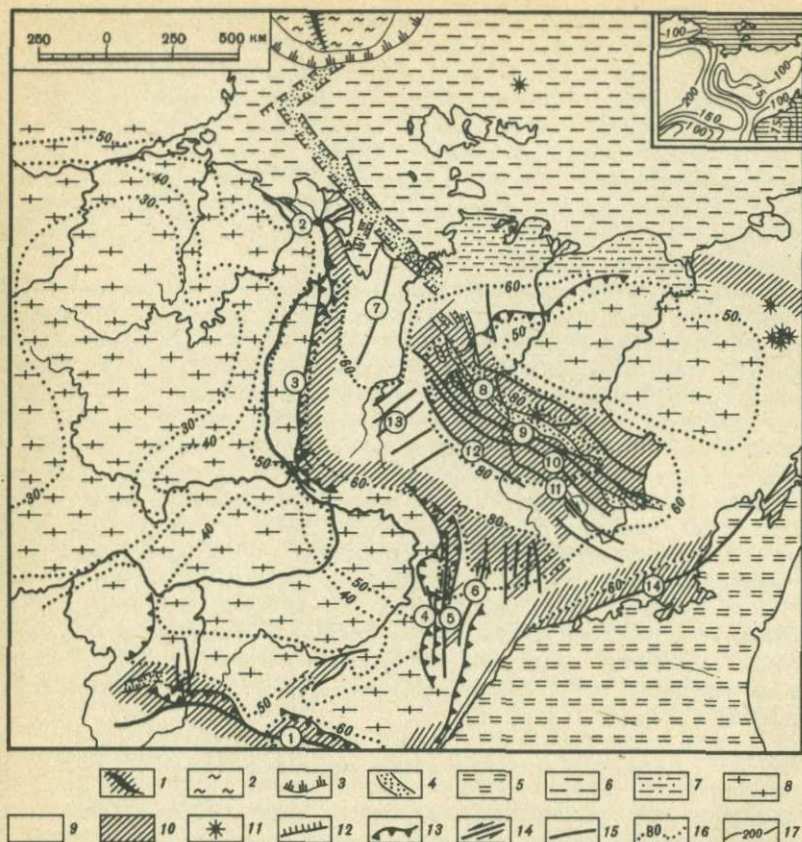


Рис. 4. Схема современной тектонической активности территории Якутской АССР

1—15 — современные тектонические структуры (1 — срединно-океанический хребет Гаккеля; 2 — океанические котловины Евразийского бассейна; 3 — континентальный склон; 4 — внутриконтинентальные рифты; 5 — шельф окраинного моря; 6 — шельф пассивной континентальной окраины; 7 — прибрежная низменность пассивной континентальной окраины; 8 — внутриконтинентальные плато и низменности на древней платформе и срединных массивах; 9 — внутриконтинентальные плоскогорья и низменности на мезозойском складчатом основании; 10 — внутриконтинентальные горные хребты; 11 — современные вулканы (лотухшие 500—1000 лет назад); 12 — сбросы; 13 — надвиги; 14 — сдвиги; 15 — разрывы с неустановленной кинематикой); 16 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 17 — изолинии мощностей литосферы, км — на карте-врезке по В. Чермаку [1982]. Цифры в кружках — крупные разломы: 1 — Становой; 2 — Дюлюнгский; 3 — Западно-Верхоянский; 4 — Нелькано-Кыллахский; 5 — Бурхалинский; 6 — Юдомский; 7 — Омолойский; 8 — Улахан; 9 — Дарпир; 10 — Инъяли-Дебинский; 11 — Нерский; 12 — Адыча-Эльгинский; 13 — Дербеке-Нельгенский; 14 — Ямо-Челомджинский

Геофизические и геологические данные позволяют предполагать, что "холодные" регионы Анабарской, Непско-Ботубобинской и Алданской антеклиз отделены друг от друга Вилюйско-Патомским поясом относительно повышенных значений теплового потока.

Магнитовариационные исследования, проведенные на юге Верхояно-Колымской складчатой системы по линии, пересекающей хребты Сетте-Дабан, Сунтар-Хаята и Яно-Оймяконское плоскогорье, выявили на восточ-

ных склонах хребта Сетте-Дабан и прилегающей части хребта Сунтар-Хаята узкую зону высокой электропроводности, связанную с неглубоким (менее 100 км) залеганием высокотемпературного очага или поверхности частичного плавления [Рокитянский и др., 1973]. Местоположение зоны аномальной электропроводности располагается вблизи пункта, в котором измерено очень высокое значение теплового потока (до 100 мВт/м²). Вместе с тем в пределах Яно-Оймяконского плоскогорья такой аномалии не наблюдается, а это заставляет предполагать, что зоны с высоким тепловым потоком в хребте Черского и хребте Сунтар-Хаята разделены Яно-Оймяконской полосой более низких значений теплового поля.

На основе интерпретации геотермических данных В. Чермаком [1982] на территории СССР построена карта мощности литосферы. В пределах рассматриваемого нами региона по строению литосферы резко различаются Сибирская платформа, Джугджур-Становая и Верхояно-Чукотская области. На Сибирской платформе мощность литосферы меняется от 150 до 200 км и более (см. врезку на рис. 4). В Байкальской рифтовой зоне, Джугджур-Становой и Верхояно-Чукотской областях мощность литосферы снижается до 75–100 км. Рассмотренная модель мощностей литосферы находится в хорошем соответствии с другими данными по глубинам залегания астеносферного слоя. Так, для районов Непско-Ботуобинской и Анабарской антеклиз В.И. Поспелеевым и В.Н. Михалевским [1981] на основе глубинного магнитотеллурического зондирования мощность литосферы оценивается в 200–250 км, а на прилегающем западном крыле Вилуйской синеклизы — в 100 км. Незначительные глубины (менее 100 км) до зоны частичного плавления (вероятно, астеносферного слоя), как отмечалось выше, устанавливаются в Южном Верхоянье на восточном крыле хребта Сетте-Дабан.

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ, ВУЛКАНИЗМ, РАЗЛОМЫ

Основными структурами северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны в пределах рассматриваемой территории являются Чарская и Токинская впадины и обрамляющие их хребты Кодар и Удокан. По механизмам очагов землетрясений, а также по анализу трещиноватости установлено, что в современную эпоху структуры северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны развиваются в условиях вертикального сжатия и горизонтального растяжения, т.е. в динамических условиях, типичных для рифтовых зон. Земная кора в этом регионе утонена до 41–43 км. Непосредственно под Чарской впадиной залегает слой аномальной мантии мощностью до 20 км. В перемычке, отделяющей Чарскую и Муйскую впадины, слой аномальной мантии отсутствует [Недра Байкала, 1981].

В районе Чарской впадины и в прилегающих к ней структурах, например в устье р. Тунгурчи, имеются горячие источники с температурой воды до 55° С.

Чарская, Токинская и другие впадины северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны ограничены сбросами. Их тектоническая активность в современную эпоху устанавливается по геоморфологическим и сейсмологическим критериям.

В Джугджур-Становой области главными, активно живущими в современную эпоху разрывами являются Становой шов, Чульманский и Токинский надвиги (см. рис. 4). Об этом, кроме геоморфологических и сейсмологических данных, однозначно свидетельствуют прямые геодезические измерения (см. рис. 2).

На Северо-Востоке СССР обособляются две рифтовые зоны — Лаптевская

и Момская. Лаптевская зона, имеющая сложную коленообразную форму, протягивается от срединно-океанического хребта Гаккеля в направлении устья р. Лены и далее в устье р. Яны. В заливе Буор-Хая мощность рыхлых отложений достигает 3 км, низкоскоростная аномальная мантия залегает на глубинах около 30 км [Коган, 1974]. В устье р. Яны геологическими и геофизическими методами картируется кайнозойский грабен глубиной от 400 м до 2 км [Стрепетова и др., 1981; Литинский, Раевский, 1977].

Момский рифт располагается в осевой части горной системы Черского. В рельефе он выражен протяженной Момо-Селенняхской или Момо-Сеймчанской депрессией, которая выполнена мощными (более 300–700 м) толщами кайнозойских отложений [Геологическая карта..., 1982] и обрамлена высокогорными (до 2500 м) хребтами. На северном и южном флангах Момской рифтовой зоны обособляется ряд более мелких впадин.

В центральной части Момо-Селенняхской депрессии располагается верхне-четвертичный, потухший несколько сотен лет назад вулкан Балаган-Тас с хорошо сохранившимся конусом и лавовыми потоками (общей площадью 45 км²) щелочных оливиновых базальтов [Рудич, 1964; Грачев, 1973]. В долине р. Момы, непосредственно ниже лавового потока, протягивается крупнейшая в мире (длиной 13 км) Момская наледь (Улахан-Тарын). Имеются незамерзающие подземные источники. Вместе с тем, как уже отмечалось выше, осевая часть Момской рифтовой зоны в отличие от Байкальской характеризуется слабой сейсмичностью, но на ее флангах (хребт Черского, Верхнеколымское нагорье) имели место и сильные землетрясения, в очагах которых происходили сдвиговые и взбросовые деформации. По зонам крупных разломов, расположенных как непосредственно в Момской рифтовой зоне (Улахан, Дарпир, Томмотский, Арга-Тасский), так и в ее обрамлении (Иньяли-Дебинский, Чай-Юреинский, Нерский, Адыча-Эльгинский, Тенькинский), устанавливаются только сдвиговые и взбросовые смещения [Мокшанцев и др., 1977]. Таким образом, Момская рифтовая зона по сейсмической активности и динамическим условиям формирования отличается от типичных внутриконтинентальных рифтов, но сходна с ними по морфологии структур и характеру магматических проявлений.

В другой сейсмически активной зоне, характеризующейся высоким тепловым потоком и неглубоким залеганием аномальной мантии, — хребтах Сетте-Дабан и Сунтар-Хаята (Южное Верхоянье) — в геологических структурах и рельефе местности хорошо выражены крупные разломы: Нелькано-Кыллахский, Гувиндинский, Челатский и другие взбросонадвиги; Бурхалинский, Сунтарский, Сеторымский, Юдомский, Кетандинский и другие сдвиги. Именно к линиям крупных разрывов здесь приурочены очаги всех крупных местных землетрясений. Механизм очагов, так же как и наблюдения за кинематикой разрывов, указывает на деформацию Южного Верхоянья в условиях горизонтального северо-западно-юго-восточного сжатия [Гусев, 1979]. Однако, несмотря на уверенные определения кинематики, амплитуда современных перемещений по названным разрывам, возможно, в связи с небольшой величиной пока еще не установлена. На востоке Верхояно-Чукотской области, вне пределов активного горообразования и в слабосейсмической зоне, в бассейне р. Большой Анюй, установлено четыре сближенных района проявлений современного (не древнее 500–1000 лет) вулканизма. Это — Анюйский вулкан в истоках р. Мони; три вулкана в истоках р. Алучин (Альфа, Бета, Гамма); вулкан Билибина на правом берегу р. Чимчемемель [Городинский и др., 1975]. По непроверенным данным, в низовьях р. Большой Анюй (среднее течение р. Баяковой) также имеется четвертичный вулкан. У всех вулканов хорошо

сохранились вулканические конусы. Вулканы в истоках Алучина имеют один общий лавовый поток длиной около 58 км, а объем изверженного материала превышает $0,5 \text{ км}^3$. Длина потока вулкана р. Мони достигает 50 км. Е.К. Устиев [1961], детально изучивший вулкан р. Мони, полагает, что основной объем лавы (около $2,5 \text{ км}^3$) связан с трещинными излияниями, приуроченными непосредственно к долине р. Мони. Меньшая часть лав ($0,5 \text{ км}^3$) изливалась из кратера вулкана.

Вулканические породы Анюйской группы вулканов по вещественному составу весьма близки к вулканитам вулкана Балаган-Тас (формация континентальных щелочных оливиновых базальтов). Однако, тектоническое положение этих образований менее ясное. Е.К. Устиев [1961] полагал, что они близки к постороженным базальтам Восточно-Азиатской провинции (Маньчжурии, Монголии). Если учесть то обстоятельство, что Анюйская группа вулканов располагается на периферии глубокой кайнозойской Нижнеколымской депрессии, а щелочные оливиновые базальты наиболее характерны для рифтовых зон, то можно высказать предположение о приуроченности современного вулканизма бассейна р. Анюй к своеобразной практически асейсмичной, малоактивной и слабо выраженной в рельефе рифтовой зоне. Но ведь и Момская рифтовая зона отличается слабой сейсмической активностью. Анюйский район еще слабо изучен, в толковании его геологической природы много противоречивого и неясного. Несомненно одно, этот регион требует специальных тщательных геологических и геофизических исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На востоке Сибирской платформы зоны современных поднятий и опусканий не имеют четкого морфоструктурного выражения, что свидетельствует о короткопериодичности этих деформаций. Вместе с тем обращает на себя внимание следующее обстоятельство. В зонах современных поднятий русла рек врезаны в ложе и имеют хорошо выраженную первую, т.е. голоценовую, цокольную террасу. В зонах же современных опусканий цокольные террасы отсутствуют. Принимая во внимание эти факты, можно предположить, что современные деформации земной коры территории Сибирской платформы начались в конце плейстоцена—начале голоцена, т.е. около 10 000 лет тому назад. Продолжительность периода современных деформаций можно оценить и другим независимым методом. В истоках рек Муты и Тунга отчетливо обособляется зона современных опусканий со скоростью до 12 мм/год. В изостатических аномалиях силы тяжести ей соответствует разновеликий по площади максимум интенсивности до 40 мГал. Как известно, изменение высоты на 3,3 м изменяет величину силы тяжести на 1 мГал. Зная скорость опускания (10—12 мм/год), можно определить время, за которое должна сформироваться положительная изостатическая аномалия интенсивностью в 40 мГал: $(40 \cdot 3300) / 10 = 13\,200$ лет. Тот же порядок цифр продолжительности современных деформаций получается для Тюкянского и Среднечарского поднятий, зоны Гонамского опускания.

Зоны вертикальных деформаций земной коры на востоке Сибирской платформы не имеют закономерного размещения, часто они имеют торцовые сочленения друг с другом. Плановый рисунок современных деформаций региона весьма сходен с тем, который характерен для периферических частей гляциоизостатических структур Северо-Американской и Русской платформ [Никонов, 1977, 1978]. Если учесть, что современная часть Сибирской платформы подвергалась оледенению, которое прекратилось

10 тыс. лет назад, то некоторые высокоградиентные зоны современных движений, например Анабаро-Оленекское междуречье, можно объяснить в основном не тектонической, а гляциоизостатической природой. Но для других регионов, характеризующихся высокими скоростями и сложным структурным рисунком, далеко удаленным от зон оледенения (Вилуйская синеклиза, Алданская антеклиза), такое объяснение вряд ли приемлемо.

В Джугджур-Становой и Верхояно-Чукотской горных областях наблюдаются как соответствие между знаком современных и неотектонических морфоструктур (например, хребет Сунтар-Хаята), так и существенные расхождения (Становой хребет в современную эпоху опускается). Но коренное отличие горных областей от Сибирской платформы состоит в том, что высокоактивные в современную эпоху горные области характеризуются повышенным тепловым потоком и имеют хорошо выраженные крупные разломы, что первично тектоническая природа современных деформаций в этих регионах не подлежит сомнению. Другое дело платформенные территории с высокоскоростными зонами современных поднятий и опусканий, но с аномально низким тепловым потоком.

Здесь наблюдаются коренные противоречия между эндогенной энергетикой и деформациями, которые можно продемонстрировать численными расчетами.

Расход энергии в единицу времени на единицу площади на вертикальное движение тектонического блока может быть определен путем решения следующих уравнений:

$$N = \frac{E}{St} = \frac{mgh}{St}, \quad (1)$$

$$m = Sl\rho, \quad (2)$$

$$h = vt, \quad (3)$$

$$N = l\rho gv, \quad (4)$$

где N — расход энергии в единицу времени на единицу площади, Вт/м²; l — толщина деформируемого тектонического блока, м; ρ — средняя плотность, кг/м³; g — ускорение свободного падения, м/с²; v — скорость вертикального движения земной поверхности, м/с; m — масса тектонического блока, кг; h — высота перемещения блока, м; S — площадь блока, м²; t — время, с.

Допустим, как это предполагает Е.В. Артюшков [1979], вертикальные деформации земной коры поверхности связаны с конвекционными течениями в астеносфере, а механическая энергия полностью превращается в тепловую. Численные значения расчетов по уравнению (4) приведены в таблице. Они показывают, что на Сибирской платформе теоретический расход энергии на один-два порядка больше измеренного теплового потока. Для горных же областей получаются или сопоставимые величины, или вычисленный расход энергии на один порядок больше измеренного теплового потока.

На этом основании можно сделать следующие выводы.

1. Современные вертикальные движения земной поверхности Сибирской платформы связаны главным образом с деформациями тонких пластин земной коры. Численные расчеты по уравнению (4) показывают, что при средней скорости СВДЗК 5 мм/год и тепловом потоке 20 мВт/м² толщина деформируемой пластины составляет 4,5 км. Если учесть, что зоны СВДЗК на Сибирской платформе выражены в изостатических аномалиях, а не в морфоструктурах, то можно полагать, что вертикальное коробление зем-

**Сопоставление вычисленного расхода энергии
на деформацию земной поверхности
с величиной измеренного теплового потока
в разных структурах территории Якутской АССР**

Регион	Мощность литосферы, м	Средняя плотность, г/см ³	Скорость, СВДЗК, мм/год	Расход энергии, мВт/м ²	Измеренный тепловой поток, мВт/м ²
Сибирская платформа	200 000	3,3	1	220	20—30
	200 000	3,3	5	1100	
	200 000	3,3	10	2200	
Джугджур-Становая область	100 000	3,3	1	110	60—80
	100 000	3,3	5	550	
	100 000	3,3	10	1100	
Верхояно-Чукотская область (западная часть)	75 000	3,3	1	82	80—100
	75 000	3,3	5	412	
	75 000	3,3	10	825	
Верхояно-Чукотская область (восточная часть)	125 000	3,3	1	137	40—60
	125 000	3,3	5	687	
	125 000	3,3	10	1375	

П р и м е ч а н и е. Ускорение свободного падения принято равным 10 м/с².

ной поверхности в высокоскоростных зонах СВДЗК связано главным образом не с длительно развивающимися конвекционными течениями в астеносфере, а с кратковременным, но интенсивным горизонтальным сжатием или растяжением тонких приповерхностных тектонических пластин. Концепция тектонической расслоенности литосферы позволяет дать, на наш взгляд, более удовлетворительное объяснение этого явления.

2. В горных областях зоны современных опусканий и поднятий обычно находят прямое отражение в морфоструктурах, а последние изостатически уравновешены. Но в них, как показывают наблюдения на Южно-Якутском геодинамическом полигоне, градиент современных горизонтальных деформаций в 3—4 раза выше вертикальных, а расход энергии в 3—4 раза выше наблюдаемого теплового потока. Следовательно, можно полагать, что в горных областях Якутии современное коробление земной поверхности связано, наверное, в равной мере как с длительно развивающимися конвекционными течениями в астеносфере, так и с кратковременным короблением тонких (10—20 км) пластин литосферы в условиях горизонтального растяжения-сжатия.

Прямым подтверждением последнего фактора являются данные по механизмам и энергетике очагов землетрясений. В зонах сильных землетрясений (см. рис. 3) тепловой эффект от сейсмической активности сопоставим с наблюдаемым тепловым потоком.

Литература

- Артюшков Е.В. Геодинамика, М.: Наука, 1979. 328 с.
- Бочаров Г.В., Гусев Г.С., Есикова Л.В., Спектор В.Б. Карта современных вертикальных движений территории Якутской АССР. — Геотектоника, 1982, № 3, с. 60—63.
- Бочаров Г.В., Есикова Л.В. Вертикальные движения земной коры на территории Якутской АССР. — В кн.: Бюл. НТИ: Вопросы региональной и нефтяной геологии Якутии. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1980, с. 10—13.
- Геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1 : 1 500 000. Л.: Мингео СССР, 1982.
- Городинский М.Е., Довгаль Ю.М., Стерлигова В.Е. Четвертичный вулканизм бассейна р. Большой Ануй. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии, Магадан, 1975, т. 2, с. 279—304.

- Грачев А.Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1973, с. 56—75. (Тр. НИИГА; Вып. 8).
- Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 208 с.
- Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В. и др. Тепловой поток Сибири. — Геология и геофизика, 1982, № 1, с. 42—50.
- Коган А.Л. Постановка сейсмических работ методом КМПВ—ГСЗ с морского льда на шельфе Арктических морей (опыт работ в море Лаптевых). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1974, с. 33—38. (Тр. НИИГА; Вып.9).
- Козьмин Б.М. Современное поле тектонических напряжений Северо-Восточной Азии. — В кн.: Геология кайнозоя Якутии. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1982, с. 78—87.
- Литинский В.А., Равский С.С. Структура фундамента Приморской низменности и прилегающей территории и акватории по геофизическим данным. — В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент седиментационных бассейнов. Л., 1977, с. 98—121. (Тр. НИИГА).
- Мокшанцев К.Б., Гусев Г.С., Козьмин Б.М., Третьяков Ф.Ф. Сейсмичность, современные и древние поля напряжений Северо-Восточной Азии в связи с проблемой Момского рифта. — В кн.: Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977, с. 76—82.
- Недра Байкала/С, В. Крылов, М.М. Мандельбаум, Б.П. Мишенькин и др. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры: Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М.: Наука, 1977. 236 с.
- Никонов А.А. Современные вертикальные движения земной коры Северной Америки. — Геотектоника 1978, № 6, с. 110—119.
- Поспелов В.И., Михалевский В.И. Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1981, № 1, с. 153—157.
- Рокитянский И.И., Харин Е.П., Штех Г.И. Аномалия электропроводности Южно-Верхоянского синклинория. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 11, с. 82—85.
- Рудич К.Н. Позднечетвертичный вулкан Балаган-Тас (Северо-Восток Азии). — В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964, с. 3—44.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 308 с.
- Стрѣпетова З.В., Лаухин С.А., Рыжов Б.В., Дубинчик А.И. Опорный разрез кайнозоя на Яно-Омолойском междуречье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 7, с. 48—63.
- Устиев Е.К. Анюйский вулкан. М.: Госгеолиздат, 1961. 124 с.
- 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, № 3, с. 3—14.
- Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 1, с. 25—38.

Я.Б. Смирнов

НОВЫЕ ПРИНЦИПЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА НА ТЕРРИТОРИИ СССР И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

"... мы можем утверждать, что механическая энергия, затраченная на тектонические процессы, должна быть порядка $1 \cdot 10^8 - 2 \cdot 10^8$ кВт, что очень мало по сравнению с тепловым потоком в $2,56 \cdot 10^{10}$ кВт¹. Вероятно, нам надо искать механизм, посредством которого эта механическая энергия могла бы возникнуть вследствие термических процессов ..."

Ж. Гогель

Важнейшим параметром, отражающим тектоническую активность Земли, являются потери внутреннего тепла, определяемые по плотности глубинного теплового потока и мощности конвективного выноса тепловой энергии магмой и гидротермами. Кондуктивный и конвективный потоки тепла не являются единственной формой выражения внутренней энергии Земли. Последняя проявляется также в виде механических процессов — сейсмической активности, рельефообразования, деформаций горных пород, движения литосферных плит и т.п. Однако затраты внутренней энергии на эти процессы, как показывают расчеты Ж. Гогеля [1978] и других исследователей, почти на 2 порядка (в 200 раз!) меньше потерь глубинного тепла через поверхность нашей планеты. Именно поэтому так привлекателен анализ развития Земли и ее тектонической активности как процесса работы своеобразной планетарной тепловой машины независимо от природы первичных источников внутриземного тепла.

В последние годы средние потери тепла были дифференцированы по крупнейшим тектоническим зонам Земли — областям с земной корой континентального, океанического и переходного типов. Наши данные [Смирнов, 1982] приведены ниже:

Потери тепла, кал/с:	
через поверхность Земли в целом ($S \approx 510 \cdot 10^6$ км ²)	$10 \cdot 10^{12}$
через континенты (включая шельф) (~ 39% от S)	$3,2 \cdot 10^{12}$
через океаны (~ 56% от S)	$6,1 \cdot 10^{12}$
через активные зоны перехода от континента к океану (~ 5% от S)	$0,7 \cdot 10^{12}$
Средний тепловой поток, кал/(см ² · с):	
среднемировой	$2,0 \cdot 10^{-6}$
области с земной корой континентального типа (~ 39% от S)	$1,6 \cdot 10^{-6}$
области с земной корой океанического типа (~ 56% от S)	$2,1 \cdot 10^{-6}$
области с земной корой переходного типа (главным образом окраинные моря) (~ 5% от S)	$2,8 \cdot 10^{-6}$

Они мало отличаются от данных, приведенных ниже из работы [Sclater et al., 1981]:

¹ В настоящее время общие теплопотери Земли с учетом конвективного выноса тепла магмой и гидротермами (главным образом в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов) оцениваются величиной порядка $4,2 \cdot 10^{10}$ кВт. (Примеч. авт.; см. [Смирнов, 1982, Sclater et al., 1981].)

Потери тепла, кал/с:	
через континенты	$2,8 \cdot 10^{12}$
через океаны	$7,3 \cdot 10^{12}$
суммарные	$1 \cdot 10^{13}$
при гидротермальной циркуляции	$2,4 \cdot 10^{12}$
при возникновении плит	$6,3 \cdot 10^{12}$
Средний тепловой поток, кал/(см ² · с) :	
континенты	$1,4 \cdot 10^{-6}$
океаны	$2,4 \cdot 10^{-6}$
среднемировой	$2,0 \cdot 10^{-6}$
Конвективный вынос тепла через поверхность плит (включая возникновение литосферы на океанах и магматическую активность на континентах)	65% потерь тепла
Радиоактивный распад в коре	17% потерь тепла

Несоответствия объясняются тем, что мы учитывали несколько отличную от принятой (циклическую) модель спрединга, эффект осадконакопления на континентах и океанах и в схематизированном виде скрытую разгрузку тепла подземными термальными водами на континентах.

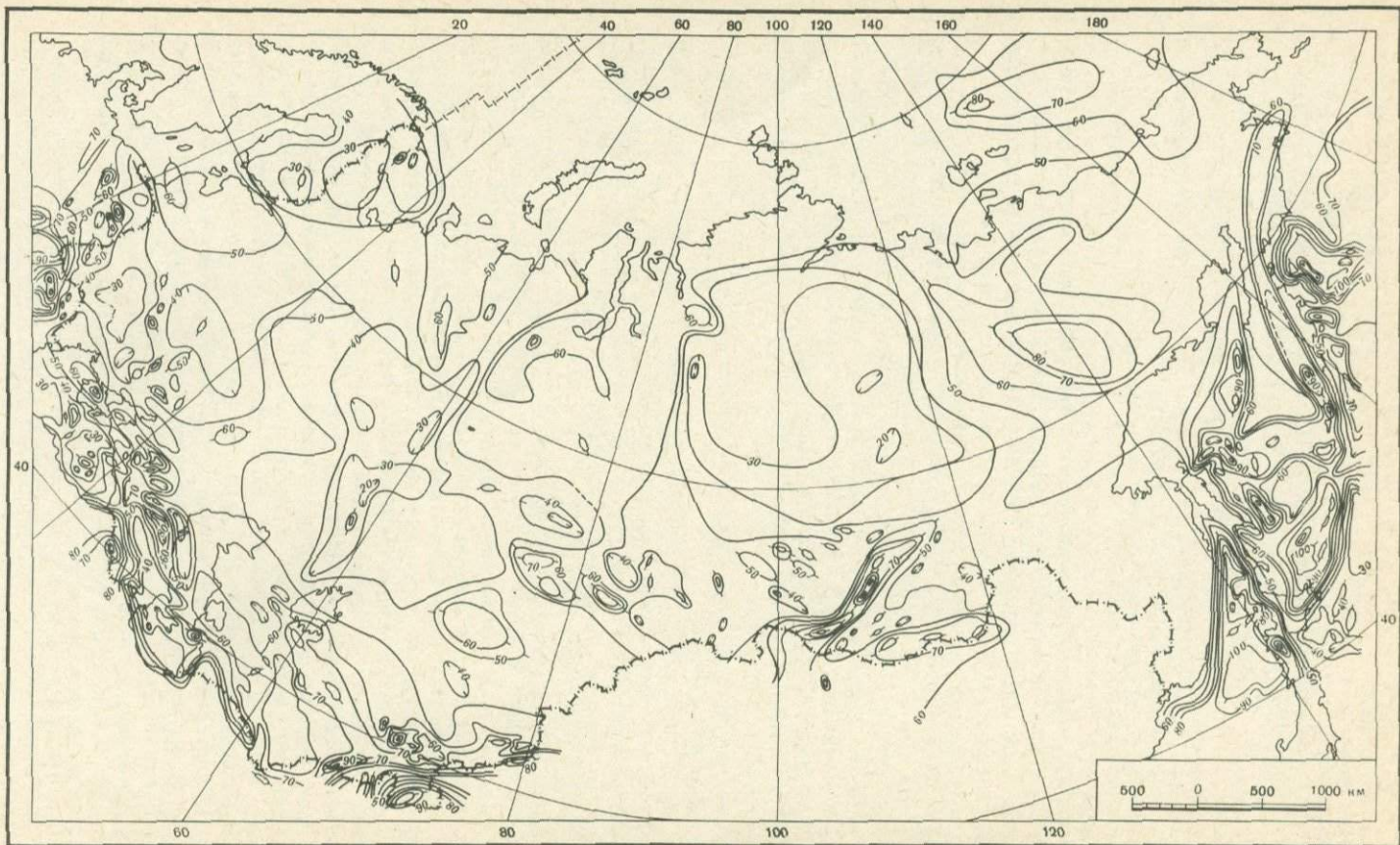
Из приведенных данных вытекает ряд важных выводов.

1. Средние потери тепла через поверхность Земли примерно в 1,5 раза выше, чем считалось до 1954 г., и примерно в 1,2 раза выше, чем было получено в 1975 г. Д. Чапменом и Г. Поллаком [Chapman, Pollack, 1975] при помощи сферического гармонического анализа с использованием весовых функций, соответствующих площадям однородных тектонических структур. Тем не менее вопрос о средних теплопотерях через поверхность Земли, континенты, океаны и переходные зоны нельзя считать решенным окончательно.

2. Средние потери тепла через континенты не равны средним потерям тепла через дно океанов.

3. Тепло радиоактивного распада в литосфере составляет лишь около 20% от общих потерь тепла; остальная часть тепла поступает к подошве литосферы конвективным путем. В континентальной коре за счет радиоактивного распада в среднем генерируется $0,45 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с) ($23,0$ мВт/м² по [Нааск, 1983]).

Следовательно, тепловые процессы в литосфере определяются прежде всего конвекцией в более глубоких геосферах, причем доля конвективного выноса тепла к подошве литосферы выше (в среднем) в активных зонах перехода, чем на океанах и тем более на континентах. Так же обстоит дело и с глубинным веществом, вынос которого пропорционален выносу тепла. Этим вопросам посвящено очень большое количество исследований, и нам только хотелось бы отметить, что участки геосфер под континентами, океанами и переходными зонами существенно отличаются по энергетике, состоянию и свойствам вещества, характеру протекающих процессов и, как следствие, по природе тектонической активности. По особенностям геоэнергетики и тектонической активности к структурам первого порядка — областям с земной корой континентального, океанического и переходного типов — целесообразно отнести зоны их сочленения, области неотектонической активности и рифтогенеза на континентах и океанах и, возможно, некоторые другие специфические структуры. Более детальное разделение тектонических структур разных порядков и возраста по геотермическому режиму будет проведено нами с помощью новой карты теплового потока территории СССР, сопредельных стран и акваторий (рисунок).



Карта теплового потока территории СССР, сопредельных стран и акваторий

Цифры у изолиний приведены в $\text{мВт}/\text{м}^2$ ($1 \cdot 10^{-6} \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с}) = 41,84 \text{ мВт}/\text{м}^2$)

Хотя в 1980 г. были изданы "Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов" и "Карта глубинных температур территории СССР и сопредельных районов" в масштабе 1 : 10 000 000 с пояснительной запиской к ним [Карта теплового . . . , 1980; Карта глубинных . . . , 1980]; составление этих карт было закончено в 1975 г. К настоящему времени получен дополнительный большой фактический материал, существенно уточняющий картину распределения плотности теплового потока на территории СССР, поэтому составление новой карты теплового потока представлялось весьма целесообразным.

Такая работа была поставлена в рамках проекта "Геотермическая карта Северной Евразии" масштаба 1 : 5 000 000, заканчивающегося в 1985 г. Геотермическая карта, представленная на рисунке, является текущим фрагментом этой более общей карты, перестроенной в октябре 1982 г. из масштаба 1 : 5 000 000 в масштаб 1 : 8 000 000 и уменьшенной до размеров настоящего рисунка.

В основу карты (см. рисунок) положен фактический материал наземных и морских измерений теплового потока, выполненных по стандартной методике со средней погрешностью порядка 15%. Всего при построении было использовано более 3500 независимых измерений теплового потока, причем в это число вошли измерения зарубежных исследователей, необходимые для проведения изолиний до рамки карты (советские данные по состоянию на 1.V 1982 г., зарубежные данные по каталогу Джессопа и др. [Jessor et al., 1975], монографии под редакцией В. Чемрака и Л. Рибакса [Terrestrial heat flow in Europe, 1979] и по другим работам). В составлении карты принимал участие большой авторский коллектив².

В отличие от других геофизических параметров картирование теплового потока проводится в абсолютных единицах, без выделения нормальной и аномальной составляющих. Но в ряде случаев целесообразно введение понятий о глобальном, региональном и локальном фоновых тепловых потоках для тектонических структур различных порядков, что важно для расшифровки природы геотермических аномалий. В частности, сопоставление измеренных величин со средним фоновым значением 50 мВт/м², характерным для тектонически стабильных структур континентов и океанов [Смирнов, 1968], помогает при интерпретации глобальных и региональных глубинных (мантийных) и промежуточных (коровых) геотермических аномалий. Выделение этих аномалий является главной задачей картирования поля теплового потока, поскольку, с нашей точки зрения, именно они определяют тектоническую активность.

Несмотря на очень неравномерное распределение данных теплового потока по рассматриваемой территории, имеющийся фактический материал является достаточным для построения карты поля теплового потока в масштабе 1 : 8 000 000. Для ряда регионов — альпийского и герцинского поясов Юга СССР, Украинского кристаллического щита и Днепровско-Донецкой впадины, Байкальского рифта, Северо-Западной зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану — имеющиеся данные теплового потока позволяют построить достаточно надежные карты в масштабе 1 : 5 000 000

² Главный редактор Я.Б. Смирнов. Редакционная коллегия: Р.И. Кутас, В.Т. Балобаев, А.Г. Гостева, А.Д. Дучков, В.М. Сугробов. Авторы по конкретным регионам: Т. Аширов, В.Т. Балобаев, Г.Н. Буачидзе, О.В. Веселов, Н.А. Волкова, В.А. Голубев, В.Н. Девяткин, А.Д. Дучков, Ю.Н. Зуев, Р.Н. Кутас, С.В. Лысак, Л.Н. Люсова, У.И. Моисеенко, А.В. Муравьев, В.Е. Сальников, С.И. Сергиенко, Я.Б. Смирнов, В.В. Соинов, Л.С. Соколова, В.М. Сугробов, Б.Б. Таль-Вирский, С.В. Тимарева, М.Д. Хуторский, Л.А. Цыбуля.

и 1 : 2 500 000. По этим районам в дальнейшем предполагается сделать соответствующие врезки. Недостаточно обеспечены фактическим материалом Восточная Сибирь, Забайкалье, Приморье и некоторые другие районы; по ним проведение изолиний носит в значительной степени прогнозный характер даже в масштабе 1 : 8 000 000.

При построении карты для выделения зон преобладающих значений теплового потока были выбраны следующие основные интервалы, мВт/м²: менее 30, 30–50, 50–70, 70–100, 100–150, 150–200, и более 200. Выбранные сечения соответствуют теоретическим принципам картирования, так как значительно перекрывают погрешность измерений. Кроме того, численные значения границ интервалов, как показал опыт картирования поля теплового потока, наиболее ярко подчеркивают связь этого параметра с геолого-тектоническим строением и историей развития литосферы. Во всех регионах проведены также дополнительные изолинии (например, через 10 мВт/м² в интервале 0–100 мВт/м²), подчеркивающие тонкую структуру поля теплового потока различных тектонических областей континентов, океанов и переходных зон.

Для облегчения дальнейшего изложения примем следующее условное подразделение значений теплового потока: менее 30 мВт/м² — аномально низкие, 30–50 мВт/м² — низкие, 50–70 мВт/м² — нормальные, 70–100 мВт/м² — высокие, более 100 мВт/м² — аномально высокие.

Как уже указывалось в начале статьи, принципиальное значение для определения общих потерь тепла в том или ином регионе имеет анализ как кондуктивных, так и конвективных теплопотерь. Карта (см. рисунок) показывает распределение только кондуктивного теплового потока. Поэтому возникает вопрос, какова же роль конвективной составляющей теплового потока в рассматриваемом регионе. Оказывается она невелика, хотя и наблюдаются ее существенные вариации, связанные главным образом с возрастом тектономагматической активности. Например, для территории СССР конвективный вынос тепла гидротермами составляет только 0,25%, если считать от некоторого более или менее характерного среднего значения кондуктивного теплового потока для этого региона (50 мВт/м² для площади 21 млн. км², см. соответствующую статью в данном сборнике). Примерно так же дело обстоит и с вулканизмом (не более 5% от указанного среднего теплового потока). Таким образом, рассматриваемая карта кондуктивного теплового потока отражает почти все потери внутриземной энергии для подавляющего большинства тектонических структур СССР.

ОПИСАНИЕ ПОЛЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Ввиду того что описанию поля теплового потока различных районов СССР и территории страны в целом посвящено большое число работ [Тепловой режим недр СССР, 1970; Глубинный тепловой поток. . . , 1974; Дучков и др., 1982; Кутас, 1978; Смирнов, 1980; Смирнов, Сугробов, 1979; Методические и экспериментальные. . . , 1983], мы охарактеризуем лишь самые главные закономерности распределения региональных геотермических аномалий с выделением новых фактов, полученных в последнее время.

Анализ данных теплового потока проведен на основе тектонической карты Северной Евразии [1979], конечно, с большой генерализацией структур по возрасту формирования коры континентального, переходного и океанического типов. При этом отметим, что наблюдаемая величина теплового потока зависит не только от возраста становления коры, но и от последую-

щих термальных событий в литосфере, связанных, например, с более поздней тектонической и магматической активизацией структур. Кроме того, наблюдаемый тепловой поток в определенных случаях (в самых молодых структурах) сильно зависит от геолого-тектонических процессов седиментации, эрозии, горизонтальных смещений пластин литосферы и т.п. (детальнее см. [Смирнов, 1980]). Эти вопросы также будут затронуты при описании поля тепловых потоков территории СССР.

Области формирования дорифейской континентальной коры. Измерения теплового потока выполнены сейчас во всех дорифейских областях, занимающих не менее 50% территории СССР. Наибольшая плотность измерений достигнута на Русской платформе и, в частности, на Украинском щите, который по этому признаку можно считать эталонным для изучения поля теплового потока стабильных дорифейских структур. Как видно из карты, Русская платформа характеризуется низкими ($30-50$ мВт/м²) значениями теплового потока, однако здесь выделяются зоны с аномально низкими (на Украинском и Балтийском щитах) и нормальными значениями (Балтийская синеклиза, центральная часть Московской синеклизы, дислокации Перикаспийской флексуры и др.) Из карты видно, что тепловой поток в докембрийских структурах не так стабилен, как считалось ранее: он может отличаться более чем в 3 раза. Естественно, мы не принимаем во внимание локальные термоаномалии.

Причины колебаний теплового потока связаны, как показывают исследования на Украинском щите [Герасимов и др., 1982], прежде всего с различиями генерации радиогенного тепла в континентальной коре дорифейских зон. Аналогичным образом они объясняются и в других дорифейских областях Земли. В 1968 г. для ряда континентальных районов была эмпирически найдена простая линейная зависимость между поверхностным тепловым потоком и генерацией радиогенного тепла близ поверхности [Birch et al., 1968; Roy et al., 1968; Lachenbruch, 1968]:

$$q = q_r + DA,$$

где q — поверхностный тепловой поток; q_r — редуцированный тепловой поток, т.е. такой тепловой поток, который наблюдался бы при полном отсутствии генерации тепла в верхней части коры; D — параметр глубины, характеризующий распределение элементов в земной коре; A — объемная генерация тепла в поверхностных породах.

Как было показано [Lachenbruch, 1970], приведенное выше линейное уравнение удовлетворяет ступенчатому, линейному и экспоненциальному законам распределения радиогенных источников тепла. Параметр D при этом получается разным; обычно указывается D для ступенчатого распределения радиоэлементов.

Редуцированный тепловой поток в структурах с возрастом более 300 млн. лет достаточно постоянен и колеблется в пределах $(0,6 \pm 0,2) \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с), или 25 ± 8 мВт/м² (см., например, [Sclater et al., 1981]).

Более детальное обсуждение этого вопроса выходит за рамки данной статьи (по дорифейским областям и общему подходу см., например, работы [Jaupart et al., 1980; Sass, Lachenbruch, 1978/1979; Pollack, 1982 и др.]), и мы вернемся к результатам Ю.Г. Герасимова и др. [1982] по Украинскому щиту. В структурах Украинского щита с возрастом примерно от $3 \cdot 10^9$ до $0,6 \cdot 10^9$ лет этими исследователями установлено три типа связи: 1) геосинклинальные структуры: Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская, Уманско-Белоцерковская ($q = 24 + 12,6 A$); 2) Волынский и Подольский блоки ($q = 24 + 8 A$);

3) протерозойские гранитоиды, Пержанская тектоническая зона ($q = 23 + 4,2 A$).

По-видимому, это дает нам в руки довольно мощный инструмент для объяснения вариаций теплового потока на платформе в целом даже в тех местах, где не проведены определения теплогенерации (под осадочным чехлом их очень мало), пользуясь критериями возраста и степени метаморфизма. Следовательно, различиями в теплогенерации можно объяснить колебания поверхностного теплового потока в дорифейских провинциях примерно вдвое ($30-50 \text{ мВт/м}^2$), как это имеет место на большей части Русской платформы.

Однако это не единственный механизм, объясняющий вариации теплового потока в дорифейских структурах. Например, повышенные значения теплового потока в Московской и Балтийской синеклизах, Пачелмском авлакогене и др., вероятно, связаны с последующей термальной активизацией литосферы, а именно срифтогенными процессами в рифее (Средне-Русский и Пачелмский авлакогены) или даже в более позднее время для Жигулевских, Доно-Медведицких, Сокско-Шешминских и других дислокаций, хотя процесс термальной активизации здесь неясен. Возможны искажения и за счет структурного фактора [Смирнов, 1980]. Важно отметить, что имеются какие-то аструктурные направления на платформе, в частности от Азовского моря и Ставропольского свода на Куйбышев, выраженные в поле теплового потока и, следовательно, находящие свое отражение в состоянии и свойствах вещества верхней мантии.

Поле теплового потока Сибирской платформы только в ее южной части сходно с полем Русской платформы. Остальная громадная часть платформы подверглась позднейшей тектономагматической переработке (траппы пермо-триаса, кимберлитовые трубки мезозоя). В итоге мы наблюдаем здесь крупнейшую уникальную область аномально низких (менее 30 мВт/м^3) тепловых потоков, не имеющую аналогов в мире по площади. Эта аномалия была обнаружена и околонуена В.Т. Балобаевым [Методические и экспериментальные... , 1983]. Существование такой аномалии представляет поразительный и трудно объяснимый факт, особенно если учесть позднейшую тектономагматическую активизацию большей части Сибирской платформы в конце палеозоя и в мезозое. Между прочим, зоны самого низкого (менее 20 мВт/м^2) теплового потока приурочены к местам концентрации кимберлитовых трубок. В областях аномально низкого теплового потока других регионов также встречены кимберлиты. Из петрологических данных известно, что алмазы образуются на глубинах $100-150 \text{ км}$; здесь мог происходить какой-то неизвестный нам энергоемкий процесс, результаты которого мы видим сейчас в тепловом потоке на поверхности. Это, конечно, только предположение, но такое совпадение можно использовать хотя бы в качестве прогностического признака на алмазы. Забегая вперед, скажем, что Урал, где известны алмазы, также является зоной аномально низкого теплового потока.

Возможны, конечно, и другие, более привычные объяснения: необычайно глубокая эрозия гранитного слоя континентальной коры Сибирской платформы, или более основной ее состав, или то и другое вместе. Вопрос требует дальнейшей разработки.

Рифейско-вендская континентальная кора. Наиболее полные геотермические исследования в областях этого возраста проведены на Тимане и в Печорской синеклизе. Тепловой поток здесь имеет нормальные значения ($50-70 \text{ мВт/м}^2$), однако отдельные аномалии превышают 70 мВт/м^2 . Ввиду широкого развития девонского вулканизма на Тимане и в Печорской синеклизе представляется вероятным, что зарегистрированные зна-

чения теплового потока отражают возраст этой позднейшей тектономагматической активизации. Такая точка зрения подтверждается детальным анализом профиля глубинного сейсмического зондирования Черное море—Воркута [Структура . . . , 1980], где сделан вывод о герцинском возрасте формирования поверхности Мохоровичича.

Палеозойская континентальная кора (девонская, среднекаменноугольная). Как видно из карты (см. рисунок), в зонах выхода складчатых палеозойских сооружений на поверхность наблюдается достаточно пестрая картина поля теплового потока, хотя в общем эти зоны характеризуются низкими ($30\text{--}50\text{ мВт/м}^2$) и реже нормальными ($50\text{--}70\text{ мВт/м}^2$) значениями. Подразделить более детально данные теплового потока в областях этого возраста по времени формирования коры пока не представляется возможным. Наиболее четко здесь выделяются две очень крупные региональные аномалии теплового потока. Одна из них — это вторая по величине после Сибирской платформы зона аномально низкого теплового потока на Урале, его южном погружении и прилегающих частях Предуральяского прогиба. Аномалия была исследована и описана В.Е. Сальниковым и И.С. Огаринным [1977]. Значение теплового потока здесь менее 30 мВт/м^2 . Вторая аномалия совпадает с зонами неотектонической активизации палеозойских структур Юга СССР — Тянь-Шаня и Памиро-Алая, Алтая и Саян. Палеозойские структуры Юга Средней Азии, активизированные в неоген-четвертичное время, характеризуются высоким ($70\text{--}100\text{ мВт/м}^2$) и аномально высоким (более 100 мВт/м^2) тепловым потоком, отражающим очень молодые процессы термальной активизации литосферы. Тектоническая активизация структур Алтая и Саян в неоген-четвертичное время не привела к заметному изменению теплового потока. Несмотря на значительные его колебания от места к месту, в среднем он находится на уровне между низкими и нормальными значениями — около 50 мВт/м^2 [Дучков, и др., 1981]. К востоку от этих структур высоким тепловым потоком выделяется зона внутроконтинентального Байкальского рифта.

Значительную часть территории СССР занимают эпипалеозойские плиты: Мизийская, Скифская, Туранская и Западно-Сибирская. Поле теплового потока в их пределах очень сходно: оно достаточно однородно, величины теплового потока имеют нормальные значения ($50\text{--}70\text{ мВт/м}^2$). На их фоне выделяются сравнительно узкие, обычно линейные зоны высокого (более 70 мВт/м^2) теплового потока. Такой характер поля на всех эпипалеозойских плитах свидетельствует об отсутствии связи величины теплового потока с возрастом структур фундамента. На основании результатов геолого-геофизических исследований последних лет, установивших наличие на всех этих плитах процессов континентального рифтогенеза, а также на основании распределения теплового потока мы делаем вывод, что тепловой режим указанных структур является прямым следствием последующей термальной активизации литосферы, приведшей к утонению и растяжению земной коры (примерно по оси бассейнов), уменьшению мощности гранитного и базальтового слоя и проседанию бассейнов, особенно резкому в пределах зон континентального рифтогенеза и сходящему на нет к крыльям бассейнов. Характерной чертой последующей переработки коры являются и повышенные скорости в верхней мантии, и наличие коромантийной смеси (гранулит-базитового слоя) в низах коры.

Приведем примеры. Для всей Западно-Сибирской плиты основной рифтогенной структурой является Уренгойско-Колтогорский грабен триасового возраста, причем более мелкие грабенообразные структуры того же

возраста известны и в других частях плиты. Наблюдаемый тепловой поток на всей Западно-Сибирской плите отражает, по всей видимости, эту последнюю (триасовую) термическую активизацию литосферы. Для Северо-Германской, Скифской (в ее северной части) и Туранской плит такой рифтогенной структурой является очень сложно построенный линейament Карпинского, протягивающийся от Англии через Восточно-Эльбский массив, Датско-Польский рифт [Хаин, 1977], Днепрово-Донецкую впадину и Мангышлак в Бухаро-Хивинскую провинцию. Возраст рифтогенеза и связанного с ним вулканизма здесь мигрирует от места к месту от девона до перми. Вероятно, наблюдаемый тепловой поток в этих регионах отражает события термической активизации литосферы в перми (в Днепрово-Донецкой впадине — в девоне). На юге Скифской плиты (Степной Крым, Каневско-Березанская зона поднятий) проходит область киммерийской складчатости, выделенная В.Е. Хаиным. Тепловой поток здесь несколько выше, чем в ранее рассмотренных примерах, и соответствует, по-видимому, термической активизации литосферы в мезозое.

Позднемеловая континентальная кора. Тепловой поток в тектонических зонах возраста изучался на Северо-Востоке СССР и в Сихотэ-Алине. Установлено два резко различных типа распределения поля теплового потока: в первом случае (Северо-Восток СССР) тепловой поток имеет высокие ($70-100$ мВт/м²) значения, во втором (Сихотэ-Алинь) — низкие ($30-50$ мВт/м²). Различие величин теплового потока вдвое в структурах одного возраста требует, конечно, специального анализа, хотя можно высказать предположение, что высокий тепловой поток связан с недавним рифтогенным процессом (Момский рифт на Северо-Востоке), в то время как Сихотэ-Алинь представлял геосинклиналь на конвергентной границе плит, где происходило скупивание литосферы, но не было ее термической активизации.

Позднемиоценовая континентальная кора изучена в геотермическом отношении очень неравномерно; наиболее слабо исследованы Большой Кавказ, Копетдаг и Памир. Как видно из карты, распределение теплового потока здесь очень сложно, так как оно зависит от недавней, кстати, не всеместной термальной активизации литосферы, быстро протекающих процессов седиментации и эрозии, возраста складчатости, наличия или отсутствия шарьяжей и надвигов и, возможно, других причин, например интенсивного подземного стока, существенно нарушающего тепловой поток в этих молодых провинциях. Поэтому тепловой поток здесь на очень небольших расстояниях изменяется от аномально низких значений до аномально высоких, и буквально в каждом пункте измерения теплового потока необходим самый тщательный анализ природы его возможных искажений. Изложенное относится прежде всего к миогеосинклинальным сооружениям Альп, Карпат, Крыма, Большого Кавказа и Копетдага, испытывшим и испытывающим сейчас большие горизонтальные смещения [Пейве, 1965; 1975; Тектоническая расслоенность. . . , 1980] и находящимся, возможно, на конвергентной границе плит (автор не имеет здесь в виду границы крупных плит, а предполагает гораздо более сложную и мелкую мозаику плит). В общем случае тепловой поток в этих структурах имеет нормальные ($50-70$ мВт/м²) значения, но наличие зон низкого ($30-50$ мВт/м²) теплового потока здесь вполне реально. Например, такие зоны обнаружены на Карпатах, в Горном Крыму, Большом Кавказе и Копетдаге. Высокий тепловой поток в этих горных сооружениях с необходимостью проявляется лишь в редких зонах вулканизма (зонах повышенной проницаемости коры по Н.А. Штрейсу), свидетельствующих о частичной термической активизации литосферы.

Не менее сложно обстоит дело с распределением теплового потока в звгеосинклинальных зонах (например, в Паннонской впадине, на Малом Кавказе), хотя фон теплового потока здесь высокий — порядка 70–100 мВт/м², а иногда и выше (детальнее см. [Смирнов, 1980]).

Особый интерес в отношении термического состояния литосферы представляют зоны срединных массивов внутри областей рассматриваемого возраста. К ним в рамках карты относятся Паннонская, Черноморская и Южно-Каспийская впадины, включая Рионскую, Куринскую и Западно-Туркменскую депрессии. Как упоминалось выше, тепловой поток в Паннонской впадине высокий и аномально высокий. В Черноморской и Южно-Каспийской впадинах поля теплового потока неоднородны, но в целом его значения низки и находятся преимущественно в интервале 30–50 мВт/м². Нами было показано [Смирнов, 1980], что измеренный тепловой поток здесь занижен в результате необычайно быстрого и продолжительного осадконакопления. После учета его влияния тепловой поток, поступающий к подошве коры этих структур, оказывается высоким и аномально высоким — 70–100 мВт/м² и более. Это означает современную термальную активизацию литосферы рассматриваемых структур, приводящую к подплавлению и растяжению земной коры. Как известно, в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах мощность консолидированной коры резко уменьшена, в центральных их частях редуцирован гранитный слой, а мощность осадочного чехла достигает 15 км в Черноморской впадине и 25 км в Южно-Каспийской. Резко уменьшена мощность коры и в Паннонской впадине.

Подъем мантийных тепловых диапиров (может быть, даже своеобразный континентальный рифтогенный процесс) по линии Паннонская впадина—Черное море—Южный Каспий начался, вероятнее всего, с неогена и продолжается до настоящего времени, о чем свидетельствует современное интенсивное прогибание структур. В порядке постановки вопроса мы можем высказать предположение: не являются ли внедрение тепловых диапиров и растяжение коры в этих структурах причиной горизонтальных смещений горно-складчатых сооружений Карпат, Крыма, Большого Кавказа и Большого Балхана со всеми вытекающими отсюда последствиями? Наибольших напряжений в этом случае следует ожидать в местах сочленения зон термальной активизации литосферы срединных массивов с жесткими блоками литосферы, разделяющими массивы и обрамляющими их. С позиций термической эволюции литосферы такая постановка вопроса представляется перспективной.

Отметим еще один замечательный геотермический факт, наблюдаемый в областях с позднемиоценовой континентальной корой. В тех зонах, где развит офиолитовый комплекс и где проведены измерения теплового потока (например, на Кипре), последний оказался аномально низким — менее 30 мВт/м². Различные варианты интерпретации этих геотермических данных приводят к выводу, что аномально низкие тепловые потоки можно объяснить лишь наличием крупных горизонтальных смещений пластин литосферы.

Формирующаяся континентальная кора. Закономерности распределения теплового потока в этих тектонических областях детально рассмотрены в работах [Смирнов, Сугробов, 1979, 1980а,б], поэтому в данной работе мы дадим лишь самое общее описание поля. Как видно из карты (см. рисунок), поле тепловых потоков в зоне перехода от континента к океану сложнее и контрастнее, чем в любых других тектонических областях; тепловой поток меняется от аномально низких, даже нулевых значений, до аномально высоких, превышающих 300 мВт/м². Общая закономерность в

распределении теплового потока подчиняется генеральному подразделению систем островных дуг: геоморфологически выражений желоб—тектонический желоб (палеожелоб, по терминологии Ю.М. Пушаровского, аккреционная призма)—вулканическая дуга—задуговой бассейн (окраинное море). Значения теплового потока в геоморфологически выраженном желобе примерно такие же, как и на прилегающей плите Тихого океана, т.е. достаточно однородные и низкие ($30\text{--}50\text{ мВт/м}^2$). Между осями желоба и вулканической дуги (конвергентная граница плит) тепловой поток имеет низкие и аномально низкие значения. Сюда попадают и области разновозрастной складчатости Востока Камчатки, включая пояс голоценового вулканизма (этот факт объяснен нами в работе [Смирнов и др., 1974]), Малая Курильская дуга, восточные части Хоккайдо и Хонсю, вероятнее всего, острова Беринга и Медный. Далее идет повышение теплового потока к задуговому бассейну, причем вулканические дуги могут попасть в зоны несколько различного теплового потока, что видно из карты (см. рисунок). Наиболее высокие значения теплового потока наблюдаются в задуговых бассейнах, и они прямо зависят от возраста термальной активизации литосферы. Например, в Командорской котловине, активизированной в миоцене, тепловой поток составляет около 150 мВт/м^2 ; во впадинах ТИПРО, Дерюгина, Южно-Охотской в Охотском море и котловинах Японского моря, активизированных в олигоцене, тепловой поток колеблется от 80 до 120 мВт/м^2 ; в Алеутской котловине, активизированной в конце мела, — от 60 до 80 мВт/м^2 . Не обсуждая тонкую структуру поля теплового потока, скажем, что все рассмотренные зоны высокого и аномально высокого теплового потока представляют собой области деструкции (по определению Ю.М. Пушаровского) или океанизации (по определению В.В. Белоусова) разновозрастной консолидированной континентальной коры, причем процесс может идти вплоть до ее полного исчезновения (Командорская котловина) и даже образования современных рифтовых зон (Новогвинейское море).

Участки более древней коры в пределах формирующейся континентальной коры имеют такие же особенности распределения теплового потока, какие были рассмотрены выше для тектонических структур континента.

ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК И ВОЗРАСТ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В данном разделе будут рассмотрены новые принципы подхода к изучению связи теплового потока и возраста тектономагматической активности для структур континентов. При этом мы не будем давать количественных характеристик связи тепловой поток—возраст, поскольку рассматриваемые нами данные в рамках представленной карты вряд ли можно считать представительными для континентов в целом.

Менее года назад появилась статья [Rao et al., 1982], в которой критикуется предложенная нами [Поляк, Смирнов, 1966; Смирнов, 1967, 1968] зависимость тепловой поток—возраст складчатости для континентов. Однако начиная с 1966 г. в наших работах [Смирнов, 1966, 1967, 1968] было показано, что тепловой поток в областях альпийской и тихоокеанской складчатости неоднороден и различается для эвгеосинклинальных ($2,2 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с)) и миогеосинклинальных ($1,8 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с)) сооружений и межгорных и предгорных депрессий без вулканизма ($1,1 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с)). Кроме того, из таблиц, приведенных в этих статьях, ясно видно, что тепловой поток может существенно различаться в структурах одного и того же возраста. В работах [Смирнов, 1972; Смир-

Вариации теплового потока в зависимости от возраста преобладающих последних тектонотермических событий *

Возрастная группа	Средний тепловой поток, мВт/м ²	Стандарт-отклонение, мВт/м ²	Число измерений	Возрастная группа, млн. лет	Средний тепловой поток, мВт/м ²	Стандартное отклонение, мВт/м ²	Число измерений
[Chapman, Furlong, 1977]				[Sclater et al., 1980]			
Архей	41	11	136	1700	46	16	375
Ранний протерозой	51	21	78	800–1700	50	10	138
Поздний протерозой	54	20	265	250–800	63	21	500
Ранний палеозой	52	17	88				
Поздний палеозой	61	18	514				
Мезозой	73	29	85	0–250	76	53	398
Кайнозой	71	37	587				
Итого			1753				1411

* По данным [Pollack, 1982, p. 467, table 2].

нов и др., 1974] экспериментально доказано существование низкого теплового потока в самых молодых вулканических провинциях областей тихоокеанской складчатости.

Так что автору еще в то время было ясно, насколько сложна зависимость тепловой поток–возраст последнего термотектонического события в литосфере. Однако понадобилось увеличение числа измерений теплового потока на континентах примерно с 300 (1964) почти до 5000 (1982), чтобы можно было сделать второе приближение к анализу результатов измерений теплового потока на континентах, намеченное выше при описании поля тепловых потоков территории СССР. При этом необходимо по возможности максимально полно знать историю геологического развития тектонических структур (что часто отсутствует из-за недостаточной их геолого-геофизической изученности), хотя и тогда остается много нерешенных вопросов относительно природы аномалии поля теплового потока и возможностей их количественной интерпретации.

Тем не менее мы считаем, что в самом общем виде такая зависимость существует [Смирнов, 1980, с. 60, рис. 12]; этот взгляд разделяют и зарубежные исследователи [Pollack, 1982, p. 467, table 2]. Мы приведем таблицу из этой работы.

Особое возражение у автора вызывают данные по мезозою и кайнозою в левой части таблицы и в интервале возраста 0–250 млн. лет в правой части, поскольку нами неоднократно доказывалась неоднородность совокупностей теплового потока в этих возрастных диапазонах, что делает невозможным вычисление для них представительного среднего. Именно эти интервалы нам более всего важны для изучения природы тектонической активности континентов.

Что же касается статьи [Rao et al., 1982], то ее авторы подошли к анализу данных достаточно формально, не рассматривая в деталях возраст действительно последнего термотектонического события. Например, наибольшие отклонения от зависимости получены по Востоку Австралии, однако воп-

рос о возможности недавней активизации верхнепротерозойских структур Австралии детально рассмотрен в работе [Sass, Lachenbruch, 1979].

Тем не менее уменьшение теплового потока с увеличением возраста структур на континентах дает лишь самый обобщенный тренд, который можно считать лишь за первое приближение при изучении подобной закономерности. При анализе поля теплового потока на территории СССР показано, что в разновозрастных структурах, по крайней мерс палеозоя, выделяются два типа региональных аномалий теплового потока, различающиеся по величине в 2–3 раза. Эти различия не могут быть объяснены разной теплогенерацией в коре хотя бы потому, что в мезозойских и кайнозойских структурах линейная зависимость между поверхностной генерацией радиогенного тепла и тепловым потоком в подавляющем большинстве случаев отсутствует.

Из сопоставления поля теплового потока, истории геологического развития и строения типовых тектонических структур СССР можно сделать следующие выводы относительно зависимости теплового потока от возраста структур.

1. Четкая связь между величинами теплового потока и возрастом тектономагматической активности наблюдается в зонах термотектонической активизации литосферы вследствие внедрения к основанию земной коры мантийных тепловых диапиров (изометричных, линейных и прочих, названных выше рифтогенными³), приводящих к подплавлению коры, ее растяжению и утонению, внедрению интрузий, образованию сводовых поднятий и/или проседанию поверхности и др. В тектоническом отношении это главным образом мозаичные складчатые зоны и осадочные бассейны с последующей термальной активизацией разновозрастного фундамента.

2. Не наблюдается связи между величиной теплового потока и возрастом тектонических событий на конвергентных границах плит, где происходят многогранные процессы тектонического сжатия, но отсутствует термальная активизация литосферы. Отсюда становится понятным существование региональных зон низкого и даже аномально низкого теплового потока в областях фанерозойской складчатости. Вместе с тем в участках высокой проницаемости литосферы может обнаруживаться высокий и аномально высокий тепловой поток, нередко связанный с термальной активизацией земной коры вследствие выделения тепла тектонического трения. Иногда здесь может наблюдаться связь между величиной теплового потока и возрастом таких разнородных тектонических событий, как складчатость, магматизм, образование надвигов. Геологическое время существования таких аномалий невелико. В тектоническом отношении это преимущественно линейные складчатые пояса.

3. Именно поэтому связь тепловой поток—возраст тектономагматической активности оказывается значительно более сложной, зависящей, помимо возраста, от условий растяжения и сжатия, а также от особенностей вертикальных и горизонтальных движений в литосфере.

ТЕПЛОЙ ПОТОК И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

Соотношение теплового потока, конвективного выноса тепла магмой и гидротермами и тектонической энергии было рассмотрено нами ранее при анализе тепловой истории геосинклинали [Смирнов, 1972]. Хотя основные выводы, данные в этой работе в разделе "Особенности локализа-

³ Модели внедрения рассмотрены во многих работах (см., например, [Sass, Lachenbruch, 1979]).

ции энергии в тектонически активных поясах", принципиально не изменились, появилась возможность их уточнения в свете новых закономерностей распределения теплового потока на континентах, океанах и в переходных зонах.

Данные теплового потока отражают, прежде всего, длительную однонаправленную тектоническую активность, измеряемую промежутками геологического времени в миллионы и десятки миллионов лет. На этом фоне проявляется высокочастотная составляющая тектономагматических явлений: осцилляций горизонтальных и вертикальных движений земной коры, кратковременной периодичности сейсмичности, вулканизма, вариаций геофизических полей, т.е. процессов, выражающих сущность современной тектонической активности. Кратковременные вариации температуры, кондуктивного теплового потока и конвективного выноса тепла магмой и гидротермами продолжительностью от минут до нескольких лет (вероятно, и более длительные) также имеют место, но в настоящее время их трудно применить для анализа современной тектонической активности из-за отсутствия соответствующих фактических наблюдений (исключение составляют, пожалуй, данные по вулканизму). Например, кратковременные вариации температуры и теплового потока изучаются у нас детально только на Ашхабадском сейсмоактивном полигоне всего лишь около 10 лет. Обнаруженные вариации этих параметров связаны здесь с тектоническим крипом, накоплением и разрядкой упругих напряжений при землетрясениях, причем наблюдаются и синхронные вариации в геофизических и геохимических полях [Аширов и др., 1983].

Между мощностью протекающих тектонических процессов, их длительностью и повторяемостью существует известное соотношение: чем больше выделение энергии при том или ином тектоническом событии, тем меньше его продолжительность и повторяемость. Это соотношение справедливо для всех процессов, протекающих в разные по продолжительности отрезки геологического времени. В частности, во многих работах М.В. Гзовского показано, что выделение тектонической энергии за время 10 , 10^3 и 10^7 лет для активных тектонических поясов (второй тип структур по классификации М.В. Гзовского [1967]) составляет в единицах теплового потока ($1 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с)) 2,4; $2,4 \cdot 10^{-1}$ и $2,4 \cdot 10^{-3}$. Подобная закономерность справедлива и для конвективного выноса тепла, исключая, возможно, рифтовые зоны срединно-океанических хребтов [Поляк, Мелекесцев, 1979; Смирнов и др., 1974]. Логически ясно, что, переходя от кратких промежутков времени к более длительным, мы переходим от высокочастотных гармоник выделения энергии ко все более низкочастотным. Поэтому неудивительно, например, наличие интенсивных отрицательных современных движений в длительно воздымающихся областях.

Поле теплового потока в силу особенностей распространения тепла характеризует самые низкочастотные гармоники выделения энергии, связанные с поступлением тепла к поверхности от термально активизированных участков литосферы, и несет информацию о направленном (прогрессивном или регрессивном) развитии тектонических структур за длительные периоды геологического времени.

Учитывая сделанные замечания и обращаясь к карте (см. рисунок), можно констатировать, что современная тектоническая активность сконцентрирована в областях наиболее контрастных аномалий поля теплового потока. Как следует из сравнения карты теплового потока с картами сейсмичности, неотектонических движений, вулканизма и гидротермальной активности, энергетический баланс мобильных поясов в зонах высоко-го и низкого теплового потока и на границах их сочленения принципиально

отличается. Например, в зонах высокого теплового потока и/или мощного конвективного выноса тепла магмой и гидротермами тектоническая, и в частности сейсмическая, энергия не будет играть заметной роли. В зонах низкого теплового потока (конвергентные границы плит и микроплит) тектоническая энергия может иметь существенное, нередко решающее значение. В особенности это характерно для зон сочленения региональных аномалий высокого и низкого теплового потока (детальнее см. [Смирнов, 1972]).

По-видимому, эти вопросы, разработка которых только начинается, могут быть решены путем анализа баланса энергии в конкретных тектонических структурах, а также при помощи составления геоэнергетических карт, учитывающих все виды выделения и поглощения энергии (вынос глубинного тепла, энергию сейсмичности, образования рельефа, пликативных и дизъюнктивных дислокаций, метаморфизма и т.д.) в ходе геологической эволюции тектонических структур литосферы.

Литература

- Аширов Т., Курбанов М.К., Лыков В.И.* и др. Временные аномалии геотермического поля и сейсмо-тектоническая активизация земной коры. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане". Ашхабад, 1983, с. 3—5.
- Гзовский М.В.* Градиент скорости движения, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов новейшего времени. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 30—37.
- Герасимов Ю.Г., Горлицкий Б.А., Кутас Р.И.* Сопоставление тепловых потоков с генерацией радиогенного тепла на Украинском щите. — Геофиз. сб. АНУССР, 1982, № 1, с. 76—80.
- Гозель Ж.* Геотермия. М.: Мир, 1978. 171 с.
- Глубинный тепловой поток Европейской части СССР/Под ред. Р.И. Кутаса, С.И. Субботина. Киев, Наук. думка, 1974, с. 192.
- Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В.* и др. Тепловой поток Сибири. — Геология и геофизика, 1982, № 1, с. 42—51.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Казанцев С.А., Сидоров А.М.* Результаты геотермических исследований в Южной Сибири. — В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований земной коры Сибири. Новосибирск, 1981, с. 90—105.
- Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов масштаба 1 : 10 000 000/Под ред. Я.Б. Смирнова. М.: ГУГК, 1980.
- Карта глубинных температур территории СССР и сопредельных районов масштаба 1 : 10 000 000/Под ред. Я.Б. Смирнова. М.: ГУГК, 1980.
- Кутас Р.И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев.: Наук. думка, 1978. 140 с.
- Методические и экспериментальные основы геотермии/Под ред. П.Н. Кропоткина. Я.Б. Смирнова. М.: Наука, 1983. 229 с.
- Пейве А.В.* Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. — Геотектоника, 1965, № 1, с. 30—37.
- Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—17.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Тепловой поток на континентах. — ДАН СССР, 1966, т. 168, № 1, с. 170—172.
- Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В.* К оценке энергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 36—47.
- Сальников В.Е., Огаринов И.С.* Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале. — ДАН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1456—1459.
- Смирнов Я.Б.* Тепловой поток в дне акваторий. — ДАН СССР, 1966, т. 168, № 1, с. 428—431.
- Смирнов Я.Б.* Исследования генетических связей теплового потока со строением и развитием земной коры. — ДАН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Смирнов Я.Б.* Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 3—25.
- Смирнов Я.Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали. — Тр. МОИП, 1972, т. 16, с. 52—74.
- Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1 : 10 000 000). М.: ГУГК, 1980. 150 с.

- Смирнов Я.Б. Тепловое поле Земли. — Земля и Вселенная, 1982, № 3, с. 24—29.
- Смирнов Я.Б., Сузробов В.М., Сузробова Н.Г. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 175—196.
- Смирнов Я.Б., Сузробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. I. Тепловой поток и тектоника. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 59—73.
- Смирнов Я.Б., Сузробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II. Карта измеренного и фонового теплового потока. — Вулканология и сейсмология, 1980а, № 1, с. 16—31.
- Смирнов Я.Б., Сузробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценка глубинных температур и мощность литосферы. — Вулканология и сейсмология, 1980б, № 2, с. 3—18.
- Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980, 206 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, 215 с.
- Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000/Под ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншина. М.: ГУГК, 1979.
- Тепловой режим недр СССР/Под ред. Ф.А. Макаренко, Б.Г.Поляка. М.: Наука, 1970, 224 с.
- Хаин В.Е. Некоторые проблемы структуры и тектонической истории Европы. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1977, № 2, с. 9—24.
- Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New England and New York. — In: Studies of Appalachian geology: Northern and Maritime. N.Y.: Interscience, 1968, p. 437—451.
- Chapman D.S., Pollack H.N. Global heat flow: A new look. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, p. 23—32.
- Chapman D.S., Furlong K.J. Continental heat flow-age relation sheaps. — Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), 1977, vol. 58, N 12, p. 1240.
- Haack U. On the content and vertical distribution of K, Th and U in the continental crust. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 62, p. 360—366.
- Joupart C., Slater J.C., Simmons G. Heat flow studies: Constrains on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 52, p. 328—344.
- Jessop A.M., Hobart M.A., Slater J.G. The world heat flow data collection. Ottawa, 1975. 125 p. (Geotherm. serv. Canada. Geotherm. Ser.; N 5).
- Lachenbruch A.H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, p. 6977—6989.
- Lachenbruch A.H. Crustal temperature and heat production: Implications of the linear heat flow relation. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 3291—3300.
- Lachenbruch A.H. Heat flow in the Basin and Range Province and thermal effects of tectonic extension. — Pageophysics, 1978/1979, vol. 117, p. 34—50.
- Pollack H.N. The heat flow from the continents. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1982, vol. 10, p. 459—481.
- Slater J.G., Jaupart C., Galson D. The heat flow through oceanic and continental crust and heat loss of the earth. — Rev. geophys. space fis., 1980, vol. 18, p. 269—311.
- Reo R.U.M., Rao G.V., Reddy G.K. Age dependence of continental heat flow — fantasy and facts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 59, p. 288—302.
- Roy R.F., Blacwell D.D., Birch F. Heat generation of plutonic rock and continental heat flow provinces. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 5, p. 1—12.
- Sass J.H., Lachenbruch A.H. Thermal regime of the Australian continental crust. — In: The Earth: its origin, structure and evolution. N.Y.: Acad. press, 1979.
- Slater J.G., Parsons B., Jaupart C. Oceans and continents: Similarities and differences in the mechanisms of heat loss. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B12, p. 11, 535—11, 552.
- Terrestrial heat flow in Europe/Ed. V. Čermák, L. Rybach. B. Spring-Verl., 1979. 328 p.

Б. Г. Поляк, В. И. Кононов, Г. Б. Гавлина

ВЗАИМОСВЯЗЬ СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Разгрузка гидротерм — одна из форм современной геотермальной активности, количественно определяющей энергетический потенциал недр. Предыдущие исследования гидротермальных систем мира показали, что практически всю массу вод в них составляют инфильтрационные, вовлекающиеся в подземный конвекционный цикл. На нисходящей ветви этого цикла воды нагреваются, охлаждая геологический разрез, а на восходящей остывают, отдавая приобретенное ранее избыточное тепло вмещающим породам. Глубина конвекционного цикла, или базис циркуляции гидротерм, ограничивает снизу часть геологического разреза, в которой стационарное кондуктивное распределение глубинных температур нарушено конвективным теплопереносом вплоть до появления безградиентных зон, формирующихся при особенно интенсивной циркуляции подземных вод независимо от направления их движения. Таким образом, циркуляция подземных вод приводит к перераспределению кондуктивного теплового потока.

Но в областях распространения горячих источников тепло, аккумулированное водами при их нисходящей инфильтрации, лишь частично возвращается породам на восходящей ветви цикла — иначе температура вод этих источников не отличалась бы от климатической среднегодовой. Поэтому среднее значение кондуктивного теплопотока, определенное в таких областях над базисом циркуляции гидротерм (как это довольно часто делается), меньше, чем характерное для более глубоких частей разреза. В этих областях для оценки общего теплового потенциала недр необходимо суммировать кондуктивные потери глубинного тепла с выносом его через поверхность Земли гидротермами.

Для выявления характера связи между современной тектонической и гидротермальной активностью была составлена карта очагов разгрузки гидротерм на территории СССР (рис. 1—6). К гидротермам отнесены все источники (одиночные и групповые выходы) с температурой воды выше климатической среднегодовой. Уже пространственное распределение таких объектов само по себе достаточно наглядно демонстрирует существование связи между современной гидротермальной и тектонической активностью: почти все термальные источники находятся в областях, ограниченных шестибалльной изосейстой. Еще яснее проступает эта связь при количественном анализе проблемы. Для этого в очагах разгрузки, где известен естественный дебит гидротерм (подавляющее большинство), оценен вынос тепла в атмосферу и его величина отражена в системе условных знаков.

Расчеты показали, что общий конвективный вынос глубинного тепла в известных на сегодня 370 очагах разгрузки гидротерм на территории СССР составляет примерно 2500 МВт. Это лишь около 0,25% от суммарной величины кондуктивных теплопотерь через поверхность Земли на этой территории площадью около 21 млн. км² при средней плотности кондуктивных теплопотерь 50 мВт/м² ≈ 1,1 ЕТП. Но, учитывая преимущественную концентрацию термальных источников в области новейшей сейсмотектонической активности, эффект разгрузки гидротерм следует отнести к меньшей площади — примерно четвертой части всей территории СССР. Тем не менее, поскольку фоновый кондуктивный тепловой поток в этих областях больше среднего по СССР и близок к 75 мВт/м² (примерно 1,8 ЕТП), относитель-

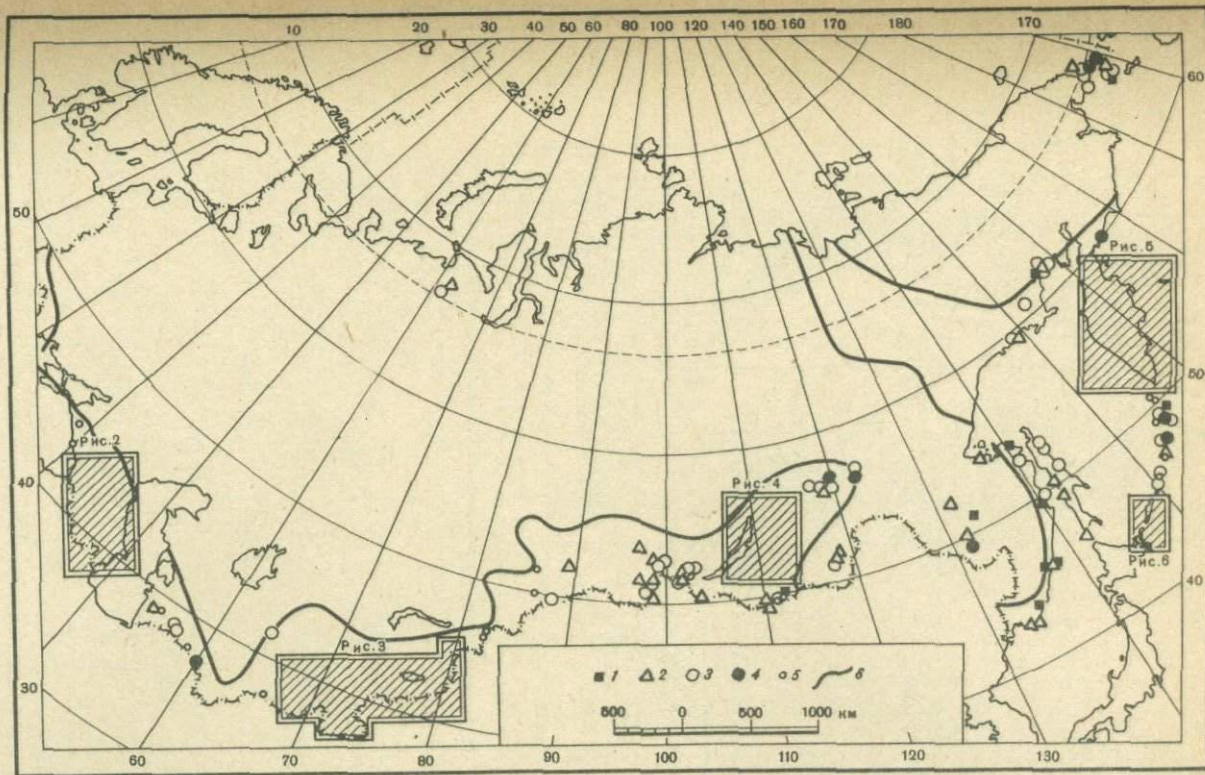
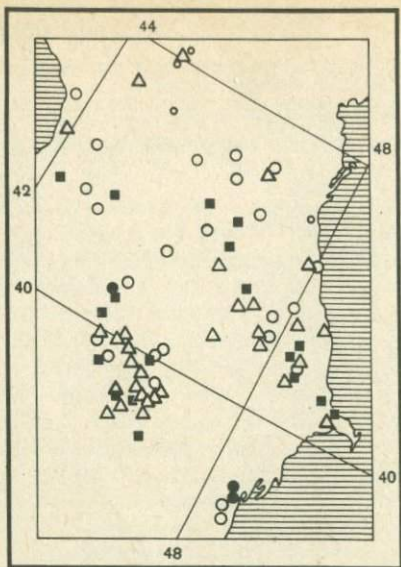


Рис. 7. Размещение очагов разгрузки гидротерм на территории СССР по данным из работ [Гидрогеология СССР, 1968—1972; Гидротермальные... 1976; Иванов и др., 1960; Каталог..., 1969; Кенгерлинская, 1973; Ломоносов, 1974; Лысак, 1968; Минеральные..., 1961; Природные..., 1961] (заштрихованы площади, показанные на рис. 2—6)

1—5 — тепловая мощность естественной разгрузки, МВт (1 — менее 0,05; 2 — 0,05—0,5; 3 — 0,5—5,0; 4 — 5,0 — 50; 5 — нет сведений); 6 — 6-балльная изосейста



■ 1 △ 2 ○ 3 ● 4 ○ 5

Рис. 2

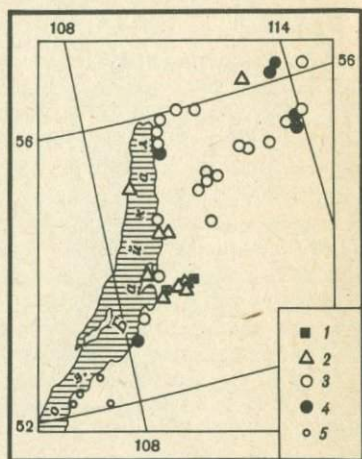


Рис. 4

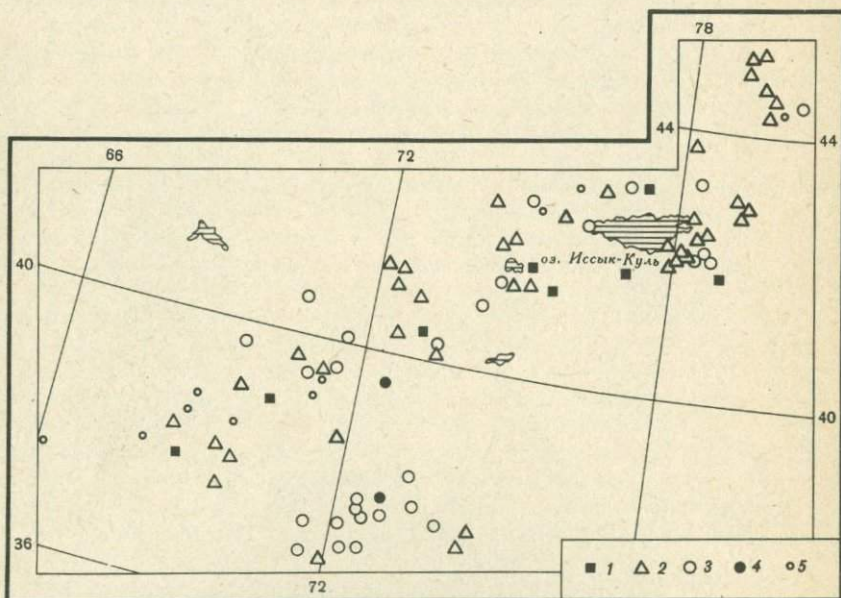


Рис. 3

Рис. 2. Очаги разгрузки гидротерм в Кавказском регионе

Условные обозначения те же, что на рис. 1

Рис. 3. Очаги разгрузки гидротерм в Средней Азии

Условные обозначения те же, что на рис. 1

Рис. 4. Очаги разгрузки гидротерм в Байкальском регионе

Условные обозначения те же, что на рис. 1

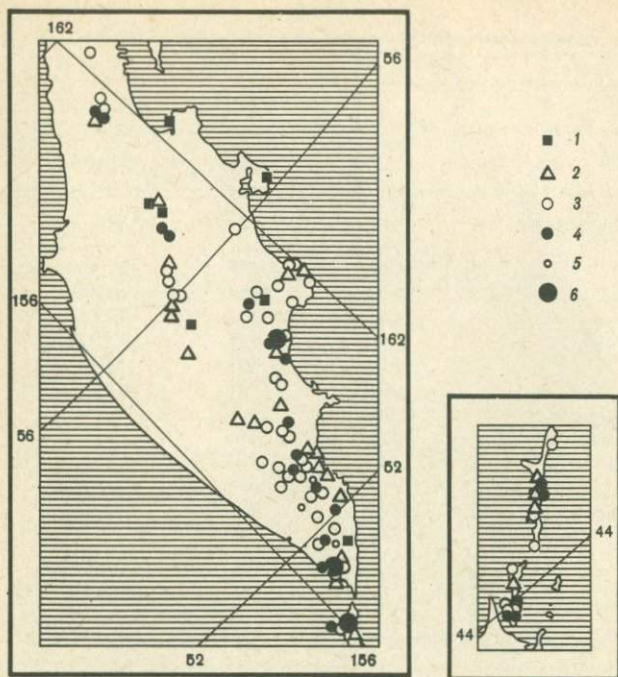


Рис. 5. Очаги разгрузки гидротерм на Камчатке
 1—5 — то же, что на рис. 1; 6 — тепловая мощность более 50 МВт
 Рис. 6. Очаги разгрузки гидротерм на Южных Курилах
 Условные обозначения те же, что на рис. 1

ная роль конвективных теплопотерь и в этом случае оказывается ненамного выше — они составляют лишь около 0,75% кондуктивных. Но и в пределах тектонически мобильных структур интенсивность гидротермальной деятельности далеко не одинакова. Это сказывается уже в разной плотности очагов разгрузки гидротерм (их количества на единицу площади), что можно заметить на карте, но особенно резко — в различии температур и дебитов (тепловой мощности) разгружающихся гидротерм.

Анализ этих параметров и их средних значений в районах проявления гидротермальной активности, обособляющихся по комплексу своих геолого-тектонических, геоморфологических и геотермических особенностей, привел к выделению на территории СССР ряда гидрогеотермических провинций (табл. 1, рис. 7). Некоторые из этих провинций характеризуются примерно одним и тем же уровнем гидротермальной активности, в других он существенно иной, что подчеркивает геотермическое сходство или различие крупных структурных элементов земной коры.

Малочисленность термальных источников в областях дорифейских платформ и эпигерцинских плит препятствует точным оценкам средних параметров геотермальной активности, но имеющиеся данные свидетельствуют о низкой ее интенсивности в этих структурах.

В молодых горно-складчатых сооружениях альпийской складчатости и неотектонической активизации большинство термальных источников (59—66%) имеет температуру от 20 до 40°С (см. рис. 7) при средней около 34—35°С (см. табл. 1). В Дальневосточной провинции средняя температура источ-

Таблица 1
Температура и тепловая мощность разгрузки гидротерм
в различных районах СССР

Гидрогеотермические провинции	$\bar{T}_{\text{пов}}, ^\circ\text{C}$	Мощность		
		\bar{N} , кВт	N_{Σ} , кВт	$\bar{N}_{\Sigma}/N_{\Sigma\Sigma}, \%$
Дорифейских платформ	17,2	795	3 975	0,17
Туранская	21,8		268	0,01
Кавказская	33,8	448	37 168	1,60
Большой Кавказ	35,9	381	14 481	0,62
Малый Кавказ	32,0	504	22 685	0,98
Средне-Азиатская	35,2	771	63 972	2,76
Копетдаг	24,7	624	2 497	0,11
Памир — Тянь-Шань	36,0	778	61 475	2,65
Центрально-Азиатская	33,5	763	16 032	0,69
Алтай — Саяны	36,9	960	12 480	0,54
Забайкалье	28,5	444	3 553	0,15
Байкальская	45,6	3 620	152 025	6,56
Дальневосточная	41,6	1 420	57 419	2,48
Приморье	27,2	124	745	0,03
Сахалин	39,7	1 444	8 664	0,37
Охотско-Чукотский район	45,1	1 716	48 010	2,07
Курило-Камчатская	64,6	16 421	1 986 989	85,73

П р и м е ч а н и е. $\bar{T}_{\text{пов}}$ — средняя температура гидротерм на выходе.

ников заметно выше, хотя и здесь большинство составляют термы этого же температурного диапазона. Еще выше средняя температура в термах Байкальского рифта, где почти 50% источников имеют температуру от 40 до 60°С. Максимальной средней температурой — около 65°С — отличаются термы вулканического Курило-Камчатского региона, причем почти 20% из них имеют температуру на выходе более 90°С (часть из них — парогидротермы, разгружающиеся на дневную поверхность с теплосодержанием свыше 100 ккал/кг).

Стоит заметить, что по общему выносу тепла источники доминирующего в любой провинции температурного диапазона не играют, как правило, главной роли (исключение — Центрально-Азиатская провинция). Большую часть тепла в каждой провинции выносят сравнительно малочисленные источники с более высокой температурой (см. рис. 2). Например, в Кавказской провинции 1% источников с температурой выше 70°С выносит 10% тепла, в Средне-Азиатской — 3,3% таких же источников выносят 20% тепла, а в Курило-Камчатской области 20% источников с температурой более 90°С выносят почти 80% тепла, выделяемого в атмосферу в результате гидротермальной деятельности.

Средняя тепловая мощность (вынос тепла в одном очаге разгрузки) гидротерм более изменчива, чем температура. Но в целом вариации и этого параметра указывают на те же региональные особенности гидротермальной активности: эта мощность минимальна (0,38—0,96 МВт) в альпийских и неотектонических орогенах, больше (1,4 МВт) в Дальневосточной провинции, еще больше (3,6 МВт) в Байкальском рифте и очень велика (более 16 МВт) в Курило-Камчатском регионе.

Наиболее яркое представление о региональных различиях в уровне гидротермальной активности дает сравнение выделенных провинций по величине

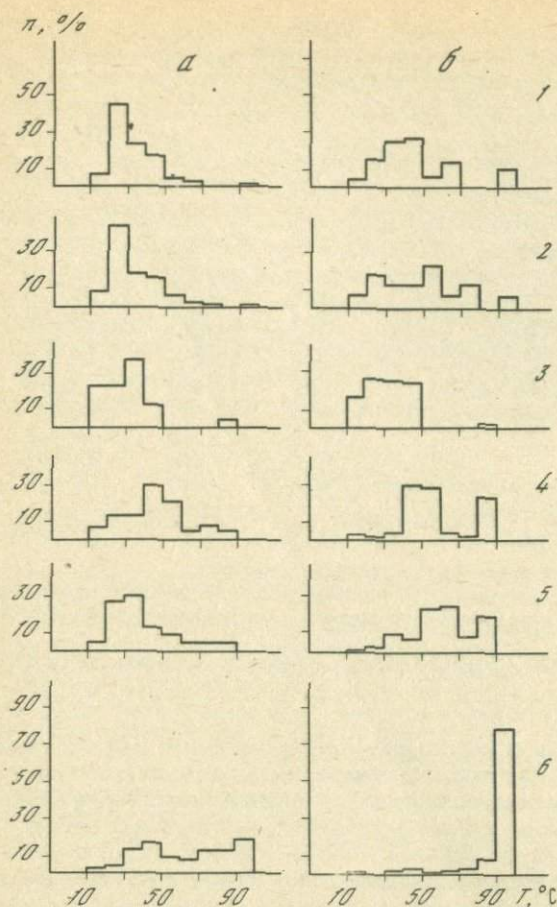


Рис. 7. Температура и относительный тепловой эффект разгрузки гидротерм на территории СССР

а — распределение гидротерм по температуре в очагах разгрузки (% от общего количества); *б* — относительный тепловой эффект разгрузки (доля в общем выносе тепла, %) разнотемпературных гидротерм; 1–6 — гидрогеотермические провинции (1 — Кавказская; 2 — Средне-Азиатская; 3 — Центрально-Азиатская; 4 — Байкальская; 5 — Дальневосточная; 6 — Курило-Камчатская)

не общего выноса тепла гидротермами. Подавляющая часть таких теплопотерь на территории СССР происходит в Курило-Камчатском регионе (почти 86% от общей суммы). На втором месте по этому показателю — Байкальский рифт (6,6%). Существенно ниже и примерно одинакова в этом отношении роль разгрузки гидротерм в Дальневосточной и Средне-Азиатской провинциях (2,5 и 2,8% соответственно), еще слабее она на Кавказе (1,6%) и практически ничтожна в тектонически стабильных платформенных регионах.

В свете современных представлений о разновременном формировании континентальной коры в различных частях Северной Евразии [Тектоническая карта..., 1980] была оценена интенсивность гидротермальной деятельности в коре того или иного возраста (табл. 2).

Таблица 2
 Параметры современной гидротермальной активности
 в разновозрастной континентальной коре территории СССР

Индекс коры*	Время становления*	$\bar{T}_{\text{пов.}}, ^\circ\text{C}$	Мощность		
			$\bar{N}, \text{кВт}$	$N_{\Sigma}, \text{кВт}$	$\bar{N}_{\Sigma}/N_{\Sigma\Sigma}, \%$
1	К началу рифея ^{2*}	17,2	795	3 975	0,17
2	К началу фанерозоя ^{2*}				
3	К началу девона	31,8	506	22 777	0,98
4	В середине карбона	36,4	704	44 388	1,92
5	В середине триаса ^{2*}	27,6	235	941	0,04
6	В позднем мелу	43,6	1 683	47 120	2,03
7	В конце неогена	34,2	642	50 112	2,16
8	Не закончилось	63,3	15 592	1 995 807	86,13
8 а, б	^{3*}	51,8	5 680	102 246	4,41
8 в, г	^{4*}	65,0	17 214	1 893 561	81,72
—	Зона кайнозойского рифтогенеза	45,6	3 620	152 025	6,56
	Итого			2 317 145	

* Согласно тектонической карте Северной Евразии.

^{2*} Оценки сомнительны из-за малого объема выборки (недостатка данных).

^{3*} Гранитно-метаморфический слой сформировался в позднем палеозое (8а) и позднем мелу (8б).

^{4*} Гранитно-метаморфический слой сформировался в миоцене (8в) и формируется (8г).

Главный вывод, вытекающий из таких данных¹, — сходство параметров гидротермальной активности (средней температуры и мощности) в полностью сформировавшейся континентальной коре. Исключением является позднемеловая кора Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса, а также участки еще более древней континентальной коры, охваченной кайнозойским рифтогенезом (Байкальский рифт), где параметры гидрогеотермальной активности заметно выше. Но особенно высоки они в зоне современного формирования континентальной коры. Эта зона, как известно, тоже разнородна, что отражается и в разной интенсивности гидротермальной деятельности. В тех частях зоны, где гранитно-метаморфический слой сформирован не позднее конца мела, средняя температура гидротерм поднимается до 52°C (т.е. на $15\text{--}20^\circ$ выше, чем в зрелой коре), а средняя тепловая мощность в одном очаге разгрузки — до 5,6 МВт (это в 7—8 раз больше, чем в зрелой коре). В районах с гранитно-метаморфическим слоем не старше миоцена эти параметры достигают абсолютного максимума — 65°C и 17 МВт соответственно. Именно в этих районах сосредоточен почти весь геознергетический эффект гидротермальной активности на территории СССР. Как видно из табл. 2, в зоне формирующейся континентальной коры выделяется более 86% всего тепла, выносимого гидротермами на территории СССР, причем 80% его выносят гидротермы в наименее зрелой части этой зоны. Средний по всей морфоструктуре Курило-Камчатского региона вынос тепла гидротермами поднимается до 8% от величины кондуктивных потерь глубинного тепла на этой площади, а в районах современного вулка-

¹ При их анализе следует учесть, что оценки параметров гидротермальной активности в дофанерозойской континентальной коре и в сформировавшейся в середине триаса менее достоверны, чем другие, из-за малого количества известных источников.

низма — даже до 20%. Обнаруженные количественно резкие различия температуры и тепловой мощности разгрузки гидротерм подчеркивают связь гидротермальной деятельности и тектонического режима, что ясно указывает на важность таких данных для комплексной характеристики новейшей тектонической активности. Сами эти различия, очевидно, отражают разные условия теплового питания гидротерм. Там, где энергетический эффект гидротермальной активности исчезающе мал по сравнению с кондуктивными теплотермиями, вынос тепла гидротермами является производной от фонового глубинного кондуктивного теплового потока ниже базиса их циркуляции. В зонах же современного вулканизма и корообразования, а также континентального рифтогенеза формирование мощных, многодебитных и высокотемпературных гидротермальных систем, очевидно, связано с поступлением в кору этих зон глубинных (мантийных) магматических расплавов. О таком генезисе гидротерм в этих зонах говорит и изотопный состав содержащегося в них гелия (см. следующую статью наст. сб.).

Литература

- Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1968, т. 9; 1970, т. 10; 1968, т. 11; 1969, т. 21; 1970, т. 22; 1972, т. 29; 1971, т. 37; 1972, т. 38; 1971, т. 39; 1971, т. 40; 1972, т. 41; 1970, т. 42.
- Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. 284 с.
- Иванов В.В., Овчинников А.М., Яроцкий Л.А. Карта подземных минеральных вод СССР масштаба 1 : 7 500 000 и пояснительная записка к ней. М.: ЦНИИКИФ, 1960.
- Каталог минеральных вод СССР (Приложение к карте минеральных вод СССР масштаба 1 : 4 000 000). М.: ЦНИИКИФ Минздрав СССР, 1969. 324 с.
- Кенгерлинская Г.Б. Карта минеральных вод Азербайджанской ССР масштаба 1 : 600 000 и объяснительная записка к ней. М., 1973.
- Ломаносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 165 с.
- Лысак С.В. Некоторые данные о термальных водах и геотермике Прибайкалья. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 167—173.
- Минеральные воды южной части Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1. 346 с.
- Природные ресурсы Грузинской ССР. Т. 3. Минеральные воды. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000/Под ред. А.В.Пейве, А.Л.Яншина. М.: ВАГТ Мингео СССР, 1980.

УДК 550.42—551.24

Б.Г.Поляк

ПРИЧИНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В СВЕТЕ ДАННЫХ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ ЗЕМНОГО ГЕЛИЯ

При анализе проявлений тектонической активности в верхней части земной коры важно выяснить, насколько глубоки ее корни: связана ли она с активностью мантии или с менее глубинными процессами. Активность мантии должна, очевидно, сопровождаться появлением вблизи поверхности Земли продуктов ее дегазации (дифференциации). Изучение изотопного состава гелия, т.е. отношения концентраций $^3\text{He}/^4\text{He}$, в различных земных объектах позволяет установить в них присутствие мантийного вещества и обнаружить зоны его современного поступления в пределы земной коры.

Как известно [Мамырин, Толстихин, 1981], в природе существуют два

типа гелия — первичный и радиогенный. Первичный гелий, возникший в момент нуклеосинтеза и содержащийся в определенных космических объектах (богатых газами метеоритах), характеризуется отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-4}$. Радиогенный гелий, образующийся в земном веществе при распаде урана и тория, отличается гораздо меньшей величиной этого отношения, в общем близкой к 10^{-8} .

Первичный гелий был захвачен Землей на стадии аккреции и в ходе дальнейшей эволюции планеты постепенно разбавлялся постоянно возникавшим радиогенным гелием, причем этот процесс все время происходил на фоне общей диссипации гелия в космическое пространство. В результате отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в Земле постоянно уменьшалось по сравнению с начальным (допланетным) уровнем. Это уменьшение происходило во всех геосферах пропорционально степени невосполнимых потерь первичного гелия и добавки радиогенного. Поэтому наиболее сильным оно должно было быть в веществе коры, которое в процессе своего выделения из мантии особенно хорошо дегазировалось, т.е. обеднялось первичными газами и, напротив, обогащалось тяжелыми радиоактивными элементами. В момент "рождения" (отделения от мантии) коровое вещество еще содержит мантийную изотопногелиевую метку, но с течением времени последние остатки первичного гелия из него улетучиваются и в нем устанавливается постоянное значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, отвечающее чисто радиогенному гелию.

Для тектонической интерпретации наиболее объективный материал по изотопии гелия дает изучение подземных флюидов [Воронов и др., 1974; Герлинг и др., 1972; Каменский и др., 1971, 1974, 1976; Кононов и др., 1974; Ломоносов и др., 1976; Мамырин и др., 1969; Матвеева и др., 1978; Поляк и др., 1977, 1979 а, б, 1980, 1982; Толстухин и др., 1972; Якуцени и др., 1971]. Дело в том, что в породах и минералах из-за особенностей их состава, структуры и происхождения, определяющих изотопный состав радиогенного гелия и степень сохранности первичного, значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ довольно заметно варьирует [Толстухин, Друбецкой, 1975]. Но, как показал Э.К.Герлинг [1957], гелий из пород в конечном счете улетучивается, переходя в состав свободных подземных флюидов. Там его изотопный состав осредняется в соответствии с долей разных пород (источников гелия) в данном геоблоке и становится устойчивой региональной характеристикой, общей для всех распространенных здесь типов флюидов — подземных вод регионального распространения, свободных углеводородов, холодных и термальных минеральных вод, эманаций грязевых сопков и фумарольных газов действующих вулканов [Polak et al., 1976; Матвеева и др., 1978].

Региональные исследования показали, что отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах колеблется в чрезвычайно широком диапазоне. Спектр этих вариаций охватывает три порядка величины — от $n \cdot 10^{-8}$ до $n \cdot 10^{-5}$. Другие изотопные отношения в земных объектах варьируют в гораздо более узких интервалах значений. Поэтому изотопный состав гелия является исключительно чувствительным геохимическим индикатором, способным надежно выявлять трудноуловимые другими методами важные геологические различия в изучаемых объектах. В частности, оказалось, что в подземных флюидах вариации отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ подчинены четкой пространственной закономерности, согласуясь с возрастом тектономагматической активности в различных частях континентальной коры.

В наиболее полном виде эта закономерность проявилась при статистической обработке данных по территории СССР [Поляк и др., 1979 б]. В ходе этого анализа имеющиеся данные (их распределение по площади показано на рис. 1, см. вкл., 2,3) были сгруппированы в серию выборок, характеризующих крупнейшие геотектонические подразделения земной коры, их отдель-

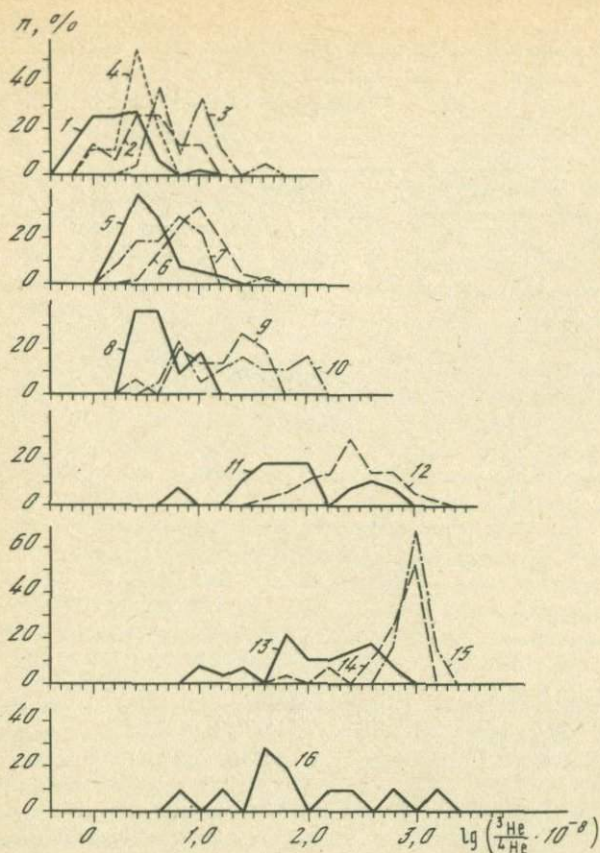


Рис. 2. Полигоны распределения данных о величине отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в региональных выборках для территории СССР

1, 2 — стабильные районы древних платформ (1 — Восточно-Европейской; 2 — Сибирской); 3 — участки позднейшей тектономагматической активности на древних платформах (Днепровско-Донецкая и Припятская впадины, Вилуйская синеклиза); 4 — байкалиды; 5 — Западно-Сибирская плита; 6 — Скифская и Туранская плиты; 7 — область эпиплатформенного орогенеза Средней Азии; 8 — предкавказские (Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский) передовые прогибы; 9 — Западно-Туркменская депрессия; 10 — межгорные впадины Закавказья (Рионская и Куринская); 11 — мегаантиклинорий Большого Кавказа; 12 — мегаантиклинорий Малого Кавказа; 13 — структуры зоны современного становления континентальной коры с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся до начала кайнозоя (Сахалин, Западная Камчатка); 14, 15 — то же, с более молодым или формирующимся гранитно-метаморфическим слоем (14 — Центральная и Восточная Камчатка; 15 — Курильские острова); 16 — Байкальский рифт

ные структурные элементы и участки более поздней консолидации или повторной активизации. Результаты такой группировки данных представлены на рис. 2. Их обработка показала, что различия между этими выборками по среднему значению отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ статистически значимы, т.е. отражают объективную реальность, и свидетельствуют о существовании тренда, схематически изображенного на рис. 3.

Из приведенного анализа следует, что флюиды наиболее древних струк-

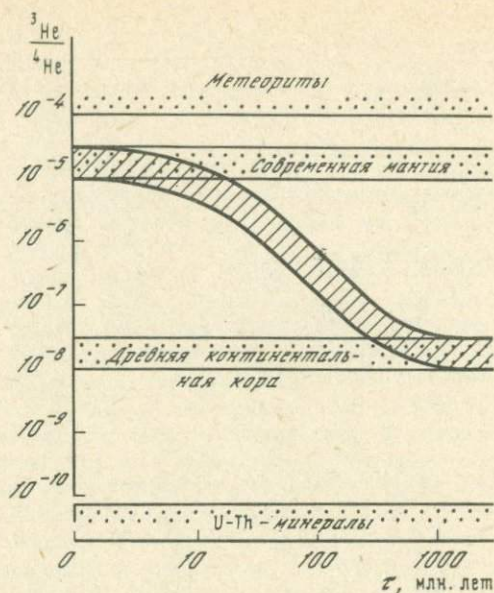


Рис. 3. Схема эволюции изотопного состава гелия в континентальной коре

тур континентальной коры — дорифейских платформ — характеризуются наименьшим значением отношения $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \approx 10^{-8}$, отвечающим чисто радиогенному гелию. Повышенные по сравнению с этим значения $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ в более молодых структурах указывают на присутствие в их газах некоторого количества первичного гелия. Исходя из того, что максимальные значения этого отношения ($n \cdot 10^{-5}$) установлены в термальных флюидах районов активного вулканизма, т.е. объектах, генетически связанных с современной дегазацией мантии, такой изотопный состав гелия считается характерным для мантии Земли на нынешней стадии ее эволюции.

Промежуточные значения отношения $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ — ниже, чем в мантии, но выше, чем в чисто радиогенном гелии, — могут отражать две разные геологические ситуации. В первом, наиболее общем случае они отражают постепенное "стирание" исходной изотопно-гелиевой генетической метки вещества, отделившегося от мантии и вошедшего в состав коры, с течением геологического времени. Во второй ситуации, имеющей более частный характер, такие значения могут быть следствием контаминации корового (не обязательно ставшего уже чисто радиогенным) гелия дополнительной порцией мантийных дериватов в результате повторной тектономагматической активизации данного геоблока в более или менее отдаленном геологическом прошлом.

Первая ситуация проявляется в общем возрастании отношения $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ в газах по мере уменьшения возраста консолидации (становления) континентальной коры (см. рис. 3). Так, если во флюидах древних платформ это отношение минимально и близко, как уже указывалось, к 10^{-8} , то на эпигерцинских плитах Юга СССР оно составляет 10^{-7} , в альпийских структурах в целом еще выше и, наконец, достигает максимума в зоне современного формирования континентальной коры. Здесь эта тенденция проявляется особенно ярко: неодинаковые по степени зрелости коры структурные эле-

менты этой зоны характеризуются и существенно разным изотопным составом гелия (см. рис. 1, 2).

Из общего тренда заметно выпадает Западно-Сибирская плита, где (имеются в виду ее блоки с герцинским возрастом фундамента) среднее значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ заметно ниже, чем на Скифской и Туранской плитах, и ближе к характерному для более древних структур. Это факт нуждается в дополнительном исследовании и геотектонической интерпретации.

С другой стороны, изотопный состав гелия в газах Днепровско-Донецкой и Припятской впадин Восточно-Европейской платформы свидетельствует о более молодой тектономагматической активности в их пределах, чем, например, в имеющих карельский возраст фундамента Прибалтийской синеклизе и Волго-Уральской области. Эти впадины, как известно, трассируют зону ранневендского рифта [Тектоническая карта..., 1980], но отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в их флюидах близко к типичному для еще более молодых — герцинских структур. Сходная картина наблюдается и в Вилуйской синеклизе Сибирской платформы. Интересно, что этот ареал повышенных значений отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ практически совпадает с участком отсутствия геофизического гранитного слоя [Тектоническая карта..., 1980]. Этот факт позволяет предположить, что в данной структуре может иметь место не только более позднее поступление мантийного гелия, чем в других районах платформы (более поздняя тектономагматическая активность), но и лучшая сохранность мантийной метки из-за меньшего содержания в разрезе радиоактивных элементов. В целом же изотопный состав гелия во флюидах названных структурных элементов древних платформ отражает вторую из охарактеризованных выше геологических ситуаций.

Она же имеет место и в районе Байкальского рифта. В его южном участке (Тункинская впадина) термальные флюиды содержат гелий с мантийным отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-5}$. В остальных участках (впадина оз. Байкал и др.) это отношение ниже, но намного превышает типичное для газов древних блоков континентальной коры, рассеченных рифтом. По-видимому, и здесь дополнительный привнос мантийного гелия связан с молодым магматизмом, четвертичные проявления которого известны как раз в Тункинской впадине. Аналогичный характер имеет и распределение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ во флюидах Африкано-Аравийского рифта [Craig, Lupton, 1978], что указывает на общность условий формирования изотопного состава гелия в зонах континентального рифтогенеза. В связи с этим стоит обратить внимание на то, что пермо-триасовые рифты, предполагающиеся в фундаменте Западно-Сибирской плиты, в отличие от ранневендского (Днепровско-Донецкого) и кайнозойского (Байкальского) не выделяются изотопным составом гелия среди окружающих районов.

Ярким примером локальной изотопно-гелиевой аномалии служит район Ставропольского свода. Здесь значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах в 3—4 раза выше, чем на остальной территории Скифской плиты. Эта положительная аномалия, совпадающая и с геотермической, явно вызвана дополнительным привнесом мантийного гелия и тепла в результате молодого магматизма, проявившегося и на поверхности в прилегающем районе Большого Кавказа.

Все эти региональные примеры, какую бы из двух конкретных названных выше ситуаций они ни отражали, ясно говорят об общей закономерной связи изотопного состава гелия флюидов с геологической историей региона — отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ тем выше, чем меньше возраст тектономагматической активности. Какую же роль играет собственно тектоническая активность, выражающаяся в разнообразных деформациях, складчатости, орогенезе, сейсмичности и тому подобных явлениях? Ее можно оценить, обра-

тившись к анализу изотопного состава гелия в среднеазиатской зоне неотектонической активизации, или эпиплатформенного орогенеза. Здесь, в горных сооружениях Памира и Тянь-Шаня, которые начали воздыматься в конце палеогена, отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ во флюидах оказывается практически тем же, что и в прилегающих районах Туранской плиты, не подвергшихся эпиплатформенному орогенезу. Это указывает на одинаковое происхождение гелия в тектонически стабильных и активизированных структурах Средней Азии. Источником его, очевидно, является одно и то же вещество герцинской коры, а во время позднейших тектонических фаз дополнительного привноса мантийного гелия здесь не происходило. Такое представление поддерживается относительной редкостью молодых магматических пород в неотектонических поднятиях Средней Азии и полным отсутствием их во впадинах. В свете этих данных можно уточнить определение причины региональных флюктуаций изотопного состава гелия — они связаны не с тектонической, а с магматической активностью, имеющей мантийные корни, и отражают не только ее возраст, но и масштабы. О последнем говорит определенное различие изотопного состава гелия в мегаантиклинариях Большого и Малого Кавказа. Сформированные в одну и ту же альпийскую тектоническую фазу, эти структуры различаются по масштабам вулканизма. На Большом Кавказе, как это типично для миогеосинклинальных зон, его проявления редки и маломощны, и здесь же несколько ниже среднее значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах (это уменьшение, по-видимому, усугубляется наличием в структуре Большого Кавказа более древних блоков, содержащих гелий с почти "стертой" мантийной изотопной меткой). В эвгеосинклинальных формациях Малого Кавказа молодые вулканы играют гораздо большую роль; отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ здесь в среднем выше, чем на Большом Кавказе. При этом характерно, что в обоих альпийских мегаантиклинариях местами отмечаются значения $^3\text{He}/^4\text{He}$, близкие к мантийному уровню. Но на Большом Кавказе они редки, локализуясь только близ четвертичных вулканов Эльбруса и Казбека, а на Малом встречаются чаще.

Связь изотопного состава гелия с магматизмом объясняется тем, что агентом, транспортирующим остаточный первичный гелий из мантии в кору, является силикатное вещество. Это доказывается тесной корреляцией, установленной в продуктах вулканической и гидротермальной деятельности, изотопных составов летучего гелия и литофильного стронция [Поляк и др., 1979 а, 1980]. Тот же вывод был сделан из существования связи региональных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и плотности теплового потока [Поляк и др., 1979 б]. Последнее дает возможность объяснить местные отклонения значений теплового потока от установленного ранее на континентах возрастного тренда таким же образом, как и вариации значений $^3\text{He}/^4\text{He}$, т.е. повторной тектономагматической активностью разного масштаба. Более того, это дает возможность рассматривать закономерное соотношение между изотопным составом гелия, тепловым потоком и возрастом тектономагматической активности как тройственную взаимосвязь, отражающую участие тепломассопотока из мантии в формировании континентальной коры.

Разгружаясь в тектонически мобильных поясах, такой силикатный массопоток выносит в верхние горизонты Земли мантийный гелий и дополнительную тепловую энергию. Этот избыток энергии вызывает здесь максимальные кондуктивные теплотери, выносятся интенсивной гидротермальной и вулканической деятельностью, а также энергетически обеспечивает процесс тектогенеза, переходя в другие латентные формы в ходе разнообразных деформаций, сейсмических явлений, горообразования и метамор-

физма. После прекращения разгрузки мантийного вещества остаток принесенной им тепловой энергии, не израсходованный в той или иной форме в эпоху тектономагматической активности, эвакуируется через поверхность Земли постепенно ослабевающим кондуктивным теплопоток (вынесенное из мантии вещество остывает). В это же время в данном блоке коры уменьшается изотопно-гелиевое отношение из-за генерации радиогенного гелия и невозможности диссипации остатков первичного. Полное исчезновение геотермических и изотопно-гелиевых следов разгрузки мантийного теплового потока выражается в снижении обоих параметров до квазистационарного во времени минимального уровня, который является глобальным "континентальным фоном".

Комплекс рассмотренных данных показывает, что изотопный состав гелия служит индикатором поступления в кору теплового потока из мантии и времени этого поступления. С точки зрения задач, встающих при анализе проявлений тектонической активности, разгрузка гелия с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-5}$, наблюдающаяся регионально в зоне современного формирования земной коры и локально в зонах альпийского тектогенеза и континентального рифтогенеза, указывает на мантийный источник тектонической активности. Напротив, в районах распространения флюидов с меньшей величиной изотопно-гелиевого отношения современная тектоническая активность не может быть следствием теплового потока в кору из мантии. Поэтому, например, интенсивные проявления неотектонической активности в области эпиплатформенного орогенеза Средней Азии должны связываться прежде всего с крупномасштабными горизонтальными движениями литосферных пластин или плит. Таким образом, изучение изотопного состава гелия помогает выяснению причин тектонической активности.

Литература

- Воронов А.Н., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В.* Соотношения радиогенных изотопов аргона и гелия в газовых залежах. — *Геохимия*, 1974, № 12, с. 1842—1855.
- Герлинг Э.К.* Миграция гелия из минералов и пород. — *Тр. Радиевого ин-та им. В.Г. Хлопина АН СССР*, 1957, т. 6, с. 64—87.
- Герлинг Э.К., Толстихин И.Н., Мамырин Б.А.* и др. Новые исследования изотопной геохимии гелия. — В кн.: Докл. I Междунар. геохимического конгресса. М.: Наука, 1972, т. 1, с. 200—216.
- Каменский И.Л., Якуцени В.П., Мамырин Б.А.* и др. Изотопы гелия в природе. — *Геохимия*, 1971, № 8, с. 914—931.
- Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В.* О ювенильных компонентах в природных газах Сахалина. — *Геохимия*, 1974, № 8, с. 1220—1225.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М.* и др. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C). — *Геохимия*, 1976, № 5, с. 682—695.
- Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин Л.В.* Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. — *ДАН СССР*, 1974, т. 217, № 1, с. 172—175.
- Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н.* Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны. — *Геохимия*, 1976, № 11, с. 1743—1746.
- Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Толстихин И.Н.* Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. — *ДАН СССР*, 1969, т. 184, № 5, с. 1197—1199.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
- Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа). — *Геохимия*, 1978, № 3, с. 307—317.
- Поляк Б.Г., Виноградов В.И., Кононов В.И.* и др. Особенности изотопного состава вулканических эксгаляций рифтовой зоны Исландии. — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 194—202.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И.* и др. Изотопный состав He и Ar во флюи-

- дах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом. — ДАН СССР, 1979а, т. 247, № 5, с. 1220—1225.
- Поляк Б.Г., Толстухин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза. — Геотектоника, № 5, 1979б, с. 3—23.
- Поляк Б.Г., Кононов В.И., Мамырин Б.А. и др. Связь изотопного состава гелия и стронция в проявлениях вулканической и гидротермальной активности. — В кн.: Материалы VIII Всесоюз. симпози. по стабильным изотопам в геохимии, 11—14 ноября 1980 г., Москва. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 13—17.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Чермак В. Мантийный гелий в "ювенильных" флюидах и природа геотермической аномалии Рудных гор (ЧССР). — ДАН СССР, 1982, т. 263, № 1.
- Толстухин И.Н., Друбецкой Е.Р. Изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ в породах земной коры. — Геохимия, 1975, № 8, с. 1123—1136.
- Толстухин И.Н., Мамырин Б.А., Басков Е.А. и др. Изотопы гелия в газах термальных источников Курило-Камчатской вулканической области. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 405—414.
- Якуцени В.П., Тихомиров В.В., Каменский И.Л. и др. Изотопы гелия в природных газах. — В кн.: Проблемы геологии и ресурсов гелия. — Тр. ВНИГРИ, 1971, вып. 298, с. 18—26.
- Craig H., Lupton J.E. Helium isotope variations: Evidence for mantle plumes at Yellowstone, Kilauēa and Ethiopian rift valley. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, vol. 59, N 12, p. 1194.
- Polak B.G., Kononov V.I., Tolstikhin I.N. et al. The helium isotopes in thermal fluids. — In: Thermal and chemical problems of thermal waters, 1976, p. 15—29. (IAHS Publ.; N 119).
- Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5000000/Под ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншина. М.: ВАГТ Мингео СССР, 1980.

УДК 551.241+550.36

М.Е. Артемьев, Г.И. Рейснер, В.Н. Шолло

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ОБОБЩЕННЫХ КАРТ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время, когда земная кора достаточно обширных регионов хорошо изучена различными геофизическими методами и есть возможность получить представление об изменчивости самых разных геофизических полей на широких площадях, особенную актуальность приобретает задача обобщения большого комплекса данных о строении и состоянии земной коры. Задача эта, конечно, не нова. По мере накопления различных геофизических данных о глубинном строении тех или иных регионов с неизбежностью всегда возникает необходимость сопоставления и корреляции полученных разными методами физических характеристик, отражающих разные стороны строения и состояния глубоких недр. По большей части такие сопоставления основываются на попарных корреляциях различных геофизических полей и в той или иной степени опираются на тектоническое районирование исследуемой территории. Так, возникают попытки типизации земной коры по комплексу признаков с выделением разного количества типов и подтипов коры [Структура... 1980]. По-видимому, это совершенно необходимая и естественная стадия обобщения накапливающегося фактического материала, попытка установления связи глубинного и поверхностного строения земной коры.

Однако при таких попарных корреляциях, в особенности с привле

чением к этому известного и заранее заданного тектонического районирования, неминуемо происходит сильное осреднение первичных исходных данных и нет возможности учесть большой комплекс разнородных данных одновременно. Поэтому на первый план на современном этапе изучения глубинного строения земной коры выдвигается задача найти способ выразить в удобной, легко читаемой форме основные существенные физические характеристики земной коры, которые могут быть извлечены из разных методов ее изучения. Очевидно, такие характеристики должны давать в первую очередь представление о строении и современном состоянии земной коры, которые разными своими сторонами отражаются в комплексе различных геофизических данных.

Строение или структура коры определяется прежде всего ее мощностью и степенью раздробленности, и построение такой карты не представляет, видимо, особых трудностей. Мощность может быть выражена в изолиниях, а с учетом недостаточной плотности и надежности информации о мощностях коры на широких площадях (уверенные данные о мощностях коры есть только вдоль линий ГСЗ) можно выделить несколько градаций коры по мощности: нормальную (35—45 км), утолщенную (> 45 км), утоненную (< 35 км). Степень раздробленности коры определяется, очевидно, сеткой линейментов (разломов) разного ранга, установленных по различным геолого-геофизическим данным. Для построения обобщенных линейментов по комплексу данных может быть использована методика, разработанная для выявления сейсмогенных зон [Вонцев et al., 1982].

Более трудной задачей является выбор того, какое именно современное состояние земной коры мы хотели бы закартировать, отбор характеристик для этого и установление каких-то правил построения самих карт. В предлагаемой статье обсуждаются методологические основы и некоторые способы построения карт, отражающих в обобщенной форме современное состояние земной коры по комплексу геофизических данных. На примере конкретных регионов показано применение предлагаемой методики и обсуждаются некоторые результаты.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ

Далеко не очевидно, какое именно состояние земной коры было бы наиболее важно выразить и, тем более, каким образом возможно это сделать. Достаточно ясно, что почти все геофизические данные отражают только современное ("сиюминутное" с геологической точки зрения) состояние земной коры. Поскольку хотелось бы не вкладывать заранее в полученный результат известную геотектоническую зональность, определяемую, как известно, длительной геологической историей, и, более того, есть необходимость сопоставить в итоге современное состояние коры с тектоническим или неотектоническим районированием, в комплекс исходных данных сознательно не включались какие-либо геологические или геотектонические параметры. Только таким образом, как представляется, можно будет выявить какие-то новые связи и закономерности глубинных и поверхностных процессов и явлений.

Видимо, наибольший интерес с этой точки зрения должно представлять такое состояние земной коры, которое, во-первых, отражает меру активности современного тектонического процесса, а во-вторых, может служить характеристикой направленности его тенденций. Очевидно, к физическим характеристикам, отражающим те или иные стороны современной тектонической активности земной коры, должны быть отнесены все те которые имеют в той или иной мере энергетический смысл, т.е.

отражают разные стороны энергетической насыщенности земной коры в настоящий момент. И тогда задача будет сводиться к тому, чтобы в какой-то форме выразить сумму кинетической, потенциальной, тепловой и других видов энергии, информация о которой то в более явной, то в скрытой форме содержится в различных геофизических полях. Энергетический уровень, кроме всего прочего, — это фактически единственный, где могут быть найдены эквиваленты не только для различных геофизических полей, но и для степени проявления различных эндогенных процессов: тектонических, метаморфических, магматических. Этими соображениями и диктуется выбор тех параметров, которые считаются ответственными за энергетическую насыщенность земной коры и вносят в нее определенный вклад.

Не вызывает сомнений, что физические характеристики, связанные с термическим состоянием земной коры, интенсивностью сейсмического процесса, проявлениями молодого или, несколько шире, новейшего вулканизма, а также с интенсивностью и контрастностью современных (по геодезическим данным) движений земной коры, прямо отражают выделяющуюся эндогенную энергию и определяют интенсивность современного тектонического процесса. Однако следует отдавать себе отчет в том, что сейчас мы еще достаточно далеки от того, чтобы выразить всю сумму выделяющейся энергии в стандартных, принятых в физике энергетических единицах. Тем более преждевременно предпринимать такие попытки, когда речь идет о суммировании не только разнородных по своей физической природе и форме проявления характеристик, но и в разной степени обоснованных фактическими замерами, т.е. в разной степени надежных. Поэтому мы вынуждены будем ограничиться лишь относительным уровнем выражения каждой из выбранных характеристик. Само по себе это не должно вызывать возражений. В конце концов даже в пределах одного раздела геофизики — сейсмологии — до сих пор используются относительные единицы интенсивности землетрясений — магнитуды. А поскольку нас интересует именно относительный уровень каждого из выделяющихся видов энергии, а не их выражение в абсолютных единицах, не так уж существенно, в какой именно форме будет представлена каждая из названных характеристик. Не следует лишь одновременно использовать данные, которые с разных сторон (или разными методами) характеризуют одно и то же явление, например высвобожденную сейсмическую энергию по В. Карнику [Karnik, 1971], сейсмическую активность (в терминах A_{10} , A_{13} и т.д.) или удельную сейсмическую энергию по Г.П. Горшкову и Г.А. Шенкаревой [1970]. В этом случае надо взять только одну какую-то характеристику. Также не нужно в этом случае использовать данные, хорошо коррелирующие между собой. При выражении относительного уровня энергетической насыщенности того или иного участка земной коры такие параметры будут нести излишнюю информацию.

Важным условием использования той или иной характеристики для расчета обобщенной суммарной энергетической насыщенности коры должна быть ее равномерная и единообразная изученность в пределах исследуемого региона. Только в этом случае полученный результат может быть подвергнут сравнительному анализу, а его пространственное распределение может иметь самостоятельный смысл.

Учитывая все сказанное, в качестве основных характеристик, отражающих современную энергетическую активность, были приняты и использованы следующие данные: 1) тепловой поток Q по карте теплового потока Европы под редакцией В. Чермака и Л. Рибиха [Heat ..., 1979]; 2) высвобожденная сейсмическая энергия по В. Карнику [Karnik, 1971];

3) контрастность современных тектонических движений по Карте современных тектонических движений Европы (см. карту 8 [Materialien . . . 1976]); 4) проявления новейшего вулканизма по Международной тектонической карте Европы и смежных областей [1981].

Все перечисленные параметры характеризуют высвобождение энергии и уровень современной тектонической активности разных участков земной коры. Однако, как было показано выше, хотелось бы учесть также те запасы потенциальной энергии, которые сосредоточены в земной коре и могут обеспечить ту или иную тенденцию развития тектонического процесса и также изменяются от места к месту. Показатели или параметры, характеризующие эту сторону энергетической насыщенности коры, менее очевидны, нежели параметры первой группы, но тем не менее и их физический смысл достаточно ясен. К ним должны быть отнесены все те физические характеристики, которые отражают внутреннюю неустойчивость коры, ее отклонение от равновесного состояния.

В качестве таких параметров нами были использованы следующие два: 1) отношение мощности рыхлых осадков (см. карту 1 [Materialien . . . , 1976]) к мощности коры; 2) изостатические аномалии силы тяжести [Артемьев, 1975].

При этом принималось, что чем больше мощность рыхлой неконсолидированной толщи осадков, тем больше потенциальная возможность возникновения плотностных инверсий, зон аномально высоких давлений и других явлений, ведущих к неустойчивому равновесию. Такой же смысл имеют и изостатические аномалии силы тяжести: чем больше (по модулю) величина этих аномалий, тем в более неравновесном состоянии находится земная кора.

Разумеется, этими двумя характеристиками не исчерпывается список параметров, которые могут быть отнесены к этой группе. Очень важным показателем, видимо, должно быть наличие или отсутствие волноводов внутри земной коры; также существенное значение имеет с этой точки зрения характер границы М, который, как известно, меняется от места к месту. Однако в настоящий момент такие данные очень отрывочны и не могут охарактеризовать сколько-нибудь значительную площадь. Только по этой причине мы не можем их использовать для построения обобщающих карт. Но, как станет ясно из дальнейшего, суть предлагаемой методики такова, что по мере появления новых надежных данных для интересующих нас регионов они могут быть включены в список рассматриваемых параметров.

Таким образом, в настоящей работе для характеристики современной энергетической насыщенности земной коры взяты для рассмотрения шесть параметров, четыре из которых характеризуют современную выделяющуюся энергию и ответственны за активность современного тектонического процесса, а два остальных отражают скрытую потенциальную энергию земной коры и характеризуют ее внутреннюю неустойчивость, способную реализоваться в активных перестройках коры и в конечном счете в тектонических процессах.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ КАРТ

Для построения обобщенных карт энергетической насыщенности земной коры были выбраны два региона: Карпатский с прилегающей частью Восточно-Европейской платформы, Мизийской плиты и Добруджи (в координатах между 44 и 50° с.ш. и 20 и 30° в.д.) и часть Кавказского (от 44° с.ш. до государственной границы СССР на юге). Выбор регионов для

методического опыта обусловлен тем, что вначале целесообразно было включить в рассмотрение тектонически разнородную территорию, что и представлено на Карпатском плане — от альпийской складчатой зоны до области щита внутри древней платформы. Кавказский планшет позволяет включить в рассмотрение иной по типу, чем Карпаты, участок альпийской складчатой зоны, и это может оказаться полезным для сравнительного анализа результатов. Кроме того, важное значение имеет то обстоятельство, что по выбранным шести параметрам оба эти региона охарактеризованы однородными и единообразными данными.

Следующим шагом на пути построения обобщенных карт выбора круга рассматриваемых параметров был выбор способа их градуировки и определение их значимости и веса по отношению к искомой характеристике — энергетической насыщенности земной коры. Поскольку мы выяснили, что на данном этапе нет смысла стремиться к выражению энергии в ее абсолютных значениях и мы вынуждены ограничиться относительными и условными оценками вклада каждого из выбранных параметров, то и диапазон проявления каждого из них на исследуемых территориях может быть разделен на какое-то ограниченное число градаций. Номера градаций и будут тем условным вкладом в энергетическую насыщенность коры, который вносит в общую сумму каждая из отобранных характеристик. Шкала градаций в каждом случае должна быть повернута так, чтобы с возрастанием номера градации возрастал и вклад данного параметра в искомую характеристику.

В то же время совершенно ясно, что вклады различных параметров не должны быть одинаковы, значимость и соответствующий ей вес каждого из них должны быть различны. И выбор весовых коэффициентов при недостаточной определенности связи искомой величины с составляющими ее параметрами всегда является трудной и спорной задачей.

Однако в подобных случаях может быть использован дельфийский метод экспертной оценки значимости отдельных параметров [Мартину, 1977]. Ранее авторы совместно с другими исследователями использовали этот подход при решении задачи оценки степени сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических признаков [Борисов и др., 1975]. После детального совместного обсуждения общей задачи эксперты оценивали (каждый независимо) значимость параметров, а затем их оценки суммировались.

Наиболее значимыми, по экспертным оценкам, оказались данные о тепловом потоке, высвобожденной сейсмической энергии, контрастности современных движений, проявлениях новейшего вулканизма. Как менее значимые оценены сведения об отношении мощности осадочного чехла к мощности земной коры, а наименее важными были признаны данные об изостатических аномалиях силы тяжести.

В соответствии с этими оценками проявления первых четырех параметров, признанных наиболее значимыми, разделены на пять градаций с номерами (одновременно это и весовые коэффициенты) от 0 до 4, отношение мощности осадочного чехла к мощности коры — на четыре градации (от 0 до 3), а изостатические аномалии на три (от 0 до 2). Таким образом, были соблюдены весовые коэффициенты параметров, отвечающие их значимости, — максимальные проявления разных по значимости параметров различаются на единицу. Весовые коэффициенты или номера градаций распределились по каждому из параметров следующим образом:

1. Тепловой поток Q , мВт/м²: более 90 — 4; 80–90 — 3; 60–70 — 2; 40–50 — 1; менее 40 — 0.

2. Высвободженная сейсмическая энергия $\log(\Sigma E)$: более 18 — 4; 17—18 — 3; 16—17 — 2; 15—16 — 1; менее 15 — 0.

3. Контрастность современных тектонических движений K , мм/год: более 6—4; 4—5 — 3; 3—2; 2—1; 1—0 — 0.

4. Новейший вулканизм: современный активный — 4; неоген-четвертичный вулканизм — 2; проявлений новейшего вулканизма нет — 0.

5. Отношение мощности осадочного чехла к мощности земной коры: более 0,20 — 3; 0,10—0,18 — 2; 0,03—0,09 — 1; менее 0,03 — 0.

6. Изостатические аномалии силы тяжести: отрицательные значения — 2; слабые положительные значения — 1; большие положительные значения — 0.

Мы прекрасно отдаем себе отчет в определенной условности выбора указанных весовых коэффициентов, которые могли бы быть и другими. Тем не менее принятый способ отвечает некоторым обязательным, как нам кажется, условиям. С одной стороны, необходимо, чтобы ни один признак не оказался доминирующим. С другой стороны, разброс значений в разных по значимости группах не должен быть большим. Само собой разумеется, что первая группа параметров (1—4) должна иметь одинаковые весовые коэффициенты для своих градаций.

Наиболее рационально суммировать исходные карты, разбив их по сетке на равноплощадные ячейки, в каждой из которых путем осреднения устанавливаются абсолютные значения каждого параметра и соответствующий ему весовой коэффициент.

В качестве элементарной ячейки, к которой было отнесено комплексное формализованное описание, выбрана трапеция размером $20 \times 30^{\circ}$. Выбор ячейки такого размера диктовался масштабом исходных карт, использованных в анализе, — он колебался от 1 : 2 500 000 до 1 : 7 500 000. Уменьшение размеров элементарной ячейки в этом случае было бы неоправданным, так как привело бы к детализации исходных данных, не обеспеченной реальным фактическим материалом. Однако в некоторых случаях при столь больших размерах элементарной ячейки для отдельных параметров диапазон значений внутри нее намного превосходил рамки принятых градаций. Например, тепловой поток в Карпатском регионе во многих элементарных ячейках имел значения 60—100 мВт/м², 30—80 мВт/м² и т.д. В этих случаях принималась средняя оценка, соответствующая той или иной из выбранных градаций данного параметра. Следовательно, использование ячейки большего размера привело бы к еще более сильному осреднению конкретной геолого-геофизической обстановки, резкому уменьшению детальности исходных карт, что свело бы на нет все усилия по дифференцированной оценке энергетической насыщенности однородных по тектоническим признакам зон.

После этого производится стандартная процедура снятия информации по всем элементарным ячейкам по каждому параметру в пределах рассматриваемых площадей. Для этого удобно воспользоваться прозрачными палетками, соответствующими масштабу исходных карт (от 1 : 2 500 000 до 1 : 7 500 000). Градуировка исходных значений и определение весовых коэффициентов могут быть сделаны на бланковках либо в общей анкете. Сумма весовых коэффициентов по каждому параметру в каждой элементарной ячейке и является искомым результатом энергетической насыщенности земной коры. Полученные значения суммы весовых коэффициентов были вынесены на карту масштаба 1 : 2 500 000 (в качестве основы использована Международная тектоническая карта Европы и смежных областей

[1981]). Стандартным способом на этой основе проведены изолинии, отражающие в условных единицах распределение относительного уровня энергетической насыщенности коры в пределах рассмотренных регионов (рис. 1 и 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На полученных картах энергетической насыщенности земной коры (см. рис. 1 и 2) легко распознается тектоническая зональность представленных территорий и структурная приуроченность полей различного уровня энергонасыщенности. Напомним еще раз, что тектонические и геологические параметры не были приняты во внимание и не могли повлиять на полученный результат. Это позволяет надеяться, что главные принципы, положенные в основу построения обобщенных карт, были сформулированы правильно и дали возможность отразить в результирующих картах относительное распределение некоего вполне реального, объективно существующего в природе состояния земной коры, которое было названо нами энергетической насыщенностью.

Более детальное рассмотрение полученных карт и сравнение их с тектоническим районированием приводит к установлению довольно определен-

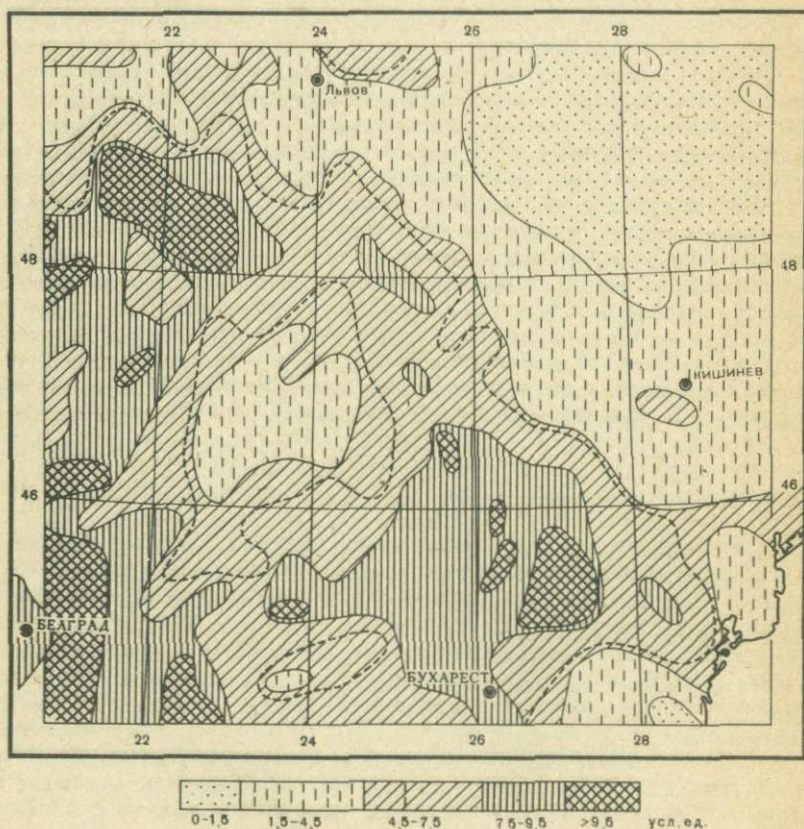


Рис. 1. Карта энергетической насыщенности Карпатского региона

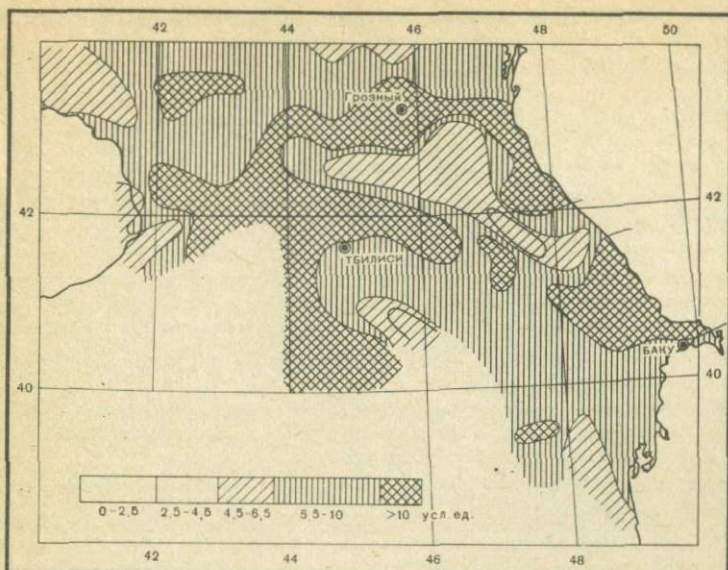


Рис. 2. Карта энергетической насыщенности Кавказского региона

ных закономерностей в распределении энергетической насыщенности. Диапазон условных значений изменяется в пределах обоих регионов от 0 до 13. (Заметим, что максимально возможное значение в принятой шкале весовых коэффициентов составляет 22.) В пределах Карпатского плашета наиболее низкие значения (0—1) приурочены к области Украинского щита (Подольский массив), наиболее высокий уровень энергонасыщенности (< 10) относится к Паннонской впадине, преимущественно к ее краевым частям на северо-западе и востоке. Горная система Карпатской складчатой области характеризуется пестрым мозаичным распределением поля энергетической насыщенности, однако и в нем наблюдается определенная правильность: относительно повышенной энергонасыщенностью отличаются краевые части складчатой области, ее переходные зоны сочленения с передовыми и межгорными прогибами, причем чем более контрастна зона сочленения, тем больше относительный уровень энергонасыщенности. Это можно наблюдать вдоль внешнего края Карпатской дуги, где максимальные значения этого показателя наблюдаются напротив Фокшанской впадины.

На Кавказском плашете не наблюдается низких и умеренных (от 0 до 4) значений уровня энергонасыщенности. Это обстоятельство продиктовано, разумеется, тем, что северная рамка практически оставляет за пределами рассмотрения значительную часть прилегающей Скифской плиты. Обращает на себя внимание, что в целом уровень энергонасыщенности складчатой области Кавказа выше, чем на Карпатах. При этом и здесь, несмотря на характерную для альпийских складчатых зон мозаичность поля энергонасыщенности, ясно видна определенная правильность и структурная приуроченность распределения разных значений этого поля. Прежде всего отчетливо различаются уровнем энергонасыщенности и характером рисунка изолиний западная и восточная половины Кавказского перешейка: в западной части общий относительный уровень выше, чем в восточной, и одновременно отдельные пятна не обнаруживают определенной

**Зоны различного уровня энергонасыщения
в пределах рассматриваемых планшетов**

Энергонасыщенность	Карпатский регион	Кавказский регион
Низкая (0-1)	Украинский щит (Подольский массив)	
Умеренная (2-4)	Склон Украинского щита, Северная и Южная Добруджа, Центральные Карпаты, Трансильванская впадина, Апусени, часть Восточных и Южных Карпат	
Средняя (5-7)	Северо-западная часть Восточных Карпат, Западная часть Южных Карпат, Предкарпатский прогиб, Центральная и Северная Добруджа, Трансильванская и Паннонская впадины (малые площади)	Скифская плита, Северо-Западный Кавказ, осевая часть Восточного Кавказа, Известняковый Дагестан, Западная часть Аджаро-Триалетской и участки Сомхето-Карабахской систем, Талыш
Высокая (8-9)	Паннонская впадина, сочленение Восточных и Южных Карпат со смежной частью Предкарпатского прогиба и Мизийской плиты	Центральный Кавказ, западная часть Рионского прогиба и Аджаро-Триалет, Ставропольское поднятие, Терско-Каспийский прогиб, обрамление Восточного Кавказа
Наиболее высокая (> 10)	Краевые северо-западные и восточные части Паннонской впадины, Закарпатский прогиб, Фокшанская впадина, сочленение Южных Карпат с Предкарпатским прогибом и Мизийской плитой	Джавахетское нагорье, Дзирульский массив, Центральный Кавказ, Приэльбрусье, полоса от Осетинской впадины до Кусаро-Дивичинского прогиба, южное обрамление Восточного Кавказа, западная часть Рионской впадины

структурной приуроченности. В восточной половине полоса повышенных значений энергонасыщенности обрамляет мегаантиклинорий Большого Кавказа, соответствуя зонам перехода от складчатой области к передовым и межгорному прогибам, что характерно, как мы видели, также и для Карпатской области. В то же время внутренняя часть восточной половины мегаантиклинория отличается относительно пониженными значениями энергонасыщенности. Таким образом, поле распределения энергонасыщенности подчеркивает блоковое строение складчатой зоны Кавказа, сформировавшееся на протяжении всего альпийского геосинклинального развития области и особенно проявленное на орогенном неотектоническом этапе. Следует добавить, что полоса высоких градиентов энергонасыщенности, отделяющая западную половину Кавказа от восточной, совпадает с восточным ограничением Транскавказского поперечного поднятия, крупной планетарной структуры, пересекающей не только альпийский подвижный пояс, но и выходящей далеко за его пределы и проявленной в соседних с ним платформах.

Распределение зон различного уровня энергонасыщенности в пределах рассматриваемых планшетов сведено в таблицу, где порознь приведены данные по Карпатскому и Кавказскому регионам (таблица).

Наконец, полезно проанализировать, как нам кажется, степень согласованности "работы" всех выбранных шести параметров по обоим регионам, т.е. выяснить, насколько единообразно и однонаправленно развернуты шкалы всех параметров по отношению к полученному результату — уровню энергонасыщенности. Очевидно, сделать это можно различными спосо-

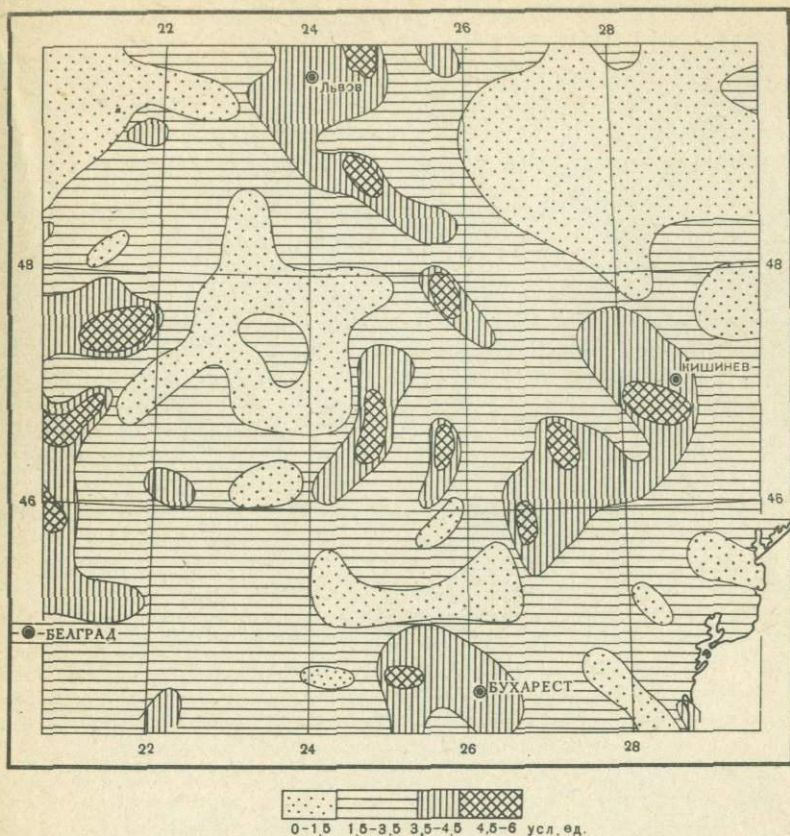


Рис. 3. Карта меры согласованности работы параметров для Карпатского региона

бами, используя разные статистические оценки шестимерного вектора. Однако, может быть, наиболее простой оценкой меры согласованности работы параметров будет отклонение степени проявления каждого признака в каждой элементарной ячейке от среднего значения, свойственного большинству из них. Величина отклонения может оцениваться в тех же условных единицах весов градаций. Каждая элементарная ячейка охарактеризована шестизначной цифрой, которая является как бы условным кодом данной ячейки (а сумма этих цифр, как показано, дает уровень энергонасыщенности), в которой выражена степень проявления каждого из параметров. Наиболее низкий уровень энергонасыщенности будет характеризоваться кодом 000000. максимально возможному уровню отвечает код 444432 в соответствии с установленными весами параметров. Промежуточные уровни, когда все признаки согласованно указывают на некоторую промежуточную энергонасыщенность, будут характеризоваться набором кодов с промежуточными значениями цифр. Отклонение от этих кодов в единицах весов градаций и будет мерой согласованности работы параметров. Карты этих отклонений для обоих планшетов — Карпатского и Кавказского — представлены на рис. 3 и 4, а распределение отклонений по зонам разной энергонасыщенности показано на рис. 5.

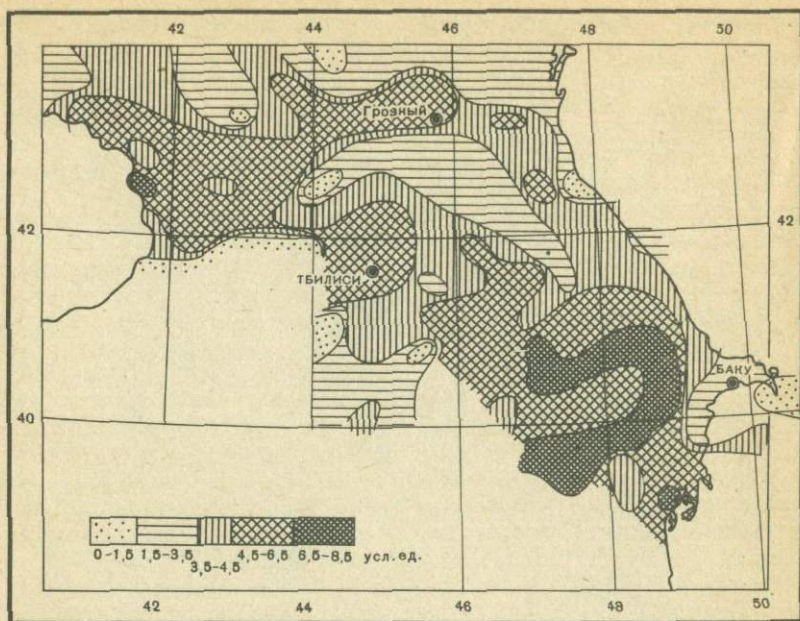


Рис. 4. Карта меры согласованности работы параметров для Кавказского региона

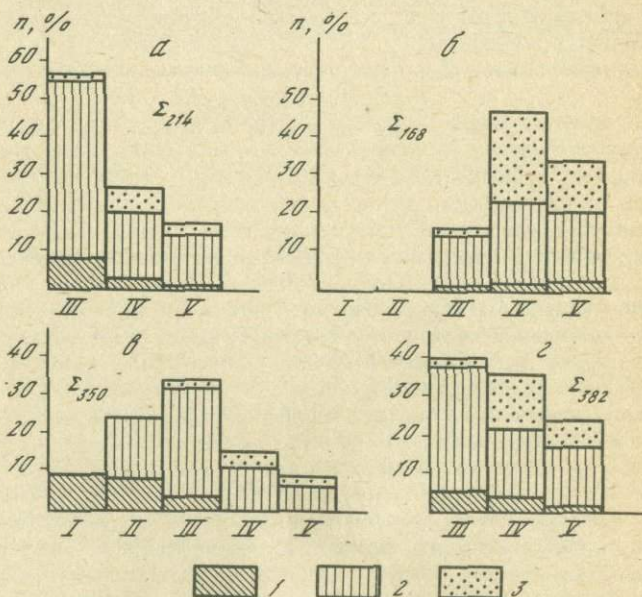


Рис. 5. Распределение отклонений по зонам разной энергонасыщенности
 а — Карпатский регион без градаций низкой энергонасыщенности; б — Кавказский регион; в — Карпатский регион в целом; г — оба региона вместе; 1 — хорошая согласованность работы параметров; 2 — средняя; 3 — слабая; Σ_{168} — общее количество ячеек на карте, принятое за 100%

Из сделанного анализа согласованности работы параметров вытекают некоторые выводы.

1. В Карпатском регионе наилучшая согласованность всех параметров относится к области с низкой энергонасыщенностью; она уменьшается в зонах умеренной и средней энергонасыщенности и становится наименьшей в зонах с высокой энергетической насыщенностью. Для Кавказского региона наблюдаются обратные соотношения — согласованность работы всех параметров хотя и слабо, но увеличивается от районов со средней энергонасыщенностью к зонам с высоким ее уровнем.

2. В обоих регионах наибольшая доля площади занята областями со средними показателями согласованности работы параметров (2–4 усл.ед.), а распределения их по зонам разного уровня энергонасыщенности в разных регионах разные. В Карпатском регионе наибольшие площади со средними показателями согласованности принадлежат зоне со средним уровнем энергонасыщенности, а в Кавказском — с высоким.

3. Низкие показатели согласованности работы параметров (отклонение 5 и более усл.ед.) в обоих регионах распределены сходным образом, занимая наибольшие доли площадей в зоне высокой энергонасыщенности. Однако доля площади с низкими значениями согласованности на Кавказе больше, чем на Карпатах.

Разумеется, двух взятых для сравнения регионов недостаточно для окончательного заключения, но возникает ощущение, что распределение меры согласованности работы параметров является некоторым признаком, присущим каждой складчатой области и отражающим в какой-то мере ее индивидуальность. Возможно, распространение предлагаемой методики на более обширные площади и включение в анализ других складчатых зон альпийского возраста, а может быть и более древних, позволят накопить данные для более глубокой проработки этих вопросов.

Мы попытались также на примере одного Карпатского региона выделить области высоких градиентов некоторых геофизических признаков. При этом были проанализированы три параметра: горизонтальные градиенты мощности земной коры, теплового потока, а также контрастности проявления современных тектонических движений земной коры, которые при построении итоговой карты использовались с одинаковыми весовыми коэффициентами. Методика построения этой карты с условным названием "проницаемость земной коры" (рис. 6, см. вкл.) не отличается от рассмотренной выше для построения карт энергетической насыщенности. В каждой элементной ячейке Карпатского региона размером 20 X 30' суммировались весовые коэффициенты, соответствующие грациям каждого признака, а затем проводились изолинии разных значений проницаемости земной коры.

Как и следовало ожидать, распределение зон различной проницаемости имеет вполне закономерный характер. Наиболее низкие ее показатели характерны для Украинского щита и его юго-западного склона, Паннонской, Трансильванской межгорных впадин, участков Предкарпатского прогиба вдоль Южных Карпат, а также для некоторых районов Мизийской плиты. Высокопроницаемые зоны также имеют четкую структурную приуроченность — они развиты вдоль границ Восточных Карпат с Предкарпатским прогибом и Трансильванской впадиной.

Объединение карты проницаемости земной коры с картой ее энергетической насыщенности и будет в совокупности характеризовать современную структуру и состояние коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая методика построения обобщенных карт позволяет, как нам кажется, в достаточной ясной и логически обоснованной форме синтезировать большой комплекс разнородных данных и дать представление под определенным углом зрения о современном состоянии земной коры. Мы выбрали для характеристики такого состояния условный уровень энергетической насыщенности земной коры, ответственный за проявления современной тектонической активности и обуславливающий предполагаемые тенденции направленности тектонического процесса. В принципе для подобного синтеза комплекса различных данных может быть выбрано какое-либо другое качество или состояние земной коры, скажем ее прочность или жесткость. И при этом может быть использована та же методика. Определенным достоинством предлагаемой методики является то, что список параметров, используемых для получения итоговой характеристики, не закрыт и по мере появления новых данных, важных с точки зрения искомой суммарной характеристики, они могут быть включены в рассмотрение. Было упомянуто, что для энергетической насыщенности земной коры было бы важно прибавить к используемым исходным данным данные о характере границы М, а также о внутренней вертикальной неоднородности коры.

Построенные предложенным методом карты энергетической насыщенности коры имеют, как представляется, самостоятельный интерес и могут быть проанализированы в сопоставлении с известной тектонической зональностью областей, характером проявления неотектонических движений и т.д. Такой анализ показывает, что на полученных картах отчетливо проявляется внутренняя горизонтальная неоднородность земной коры и, что особенно важно, эта неоднородность проявляется на картах не только для разных тектонических зон, но и для единых в тектоническом отношении регионов, таких, как Кавказ, Карпаты или Паннонская впадины. Показатели этой неоднородности, а также мера согласованности работы исходных параметров, возможно, в дальнейшем позволят выработать определенные характеристики, отражающие индивидуальность и специфику отдельных областей.

В то же время предложенные карты ни в какой мере не заменяют собой ни одну из исходных карт. Более того, мы стремились к тому, чтобы ни один из исходных параметров (а стало быть, и ни одна из исходных карт, фактических данных) не имел решающего, подавляющего веса, и этого как будто удалось достичь. Так что ни одна из исходных карт прямо не отражается в итоговых картах энергетической насыщенности. Поэтому как отдельные исходные карты, так и сейсмические, гравиметрические и иные модели земной коры продолжают оставаться важным и интересным фактическим материалом, с которым, может быть, интересно сопоставить построенные карты энергетической насыщенности.

Продолжает оставаться актуальной и задача получения точных детальных данных о глубинном строении земной коры различными геофизическими методами. По мере накопления таких данных детальность обобщенных карт энергетической насыщенности также может быть увеличена за счет сокращения размеров элементарных ячеек и более дробного, если будет позволять фактический материал, распределения весовых коэффициентов для разных градаций. В целом предлагаемый метод построения обобщенных карт и сами карты энергетической насыщенности открывают, как нам кажется, новые возможности исследования связей глубинного и поверхностного строения земной коры, а также эволюции эндогенных процессов, обусловленных глубокими неоднородностями земной коры.

В процессе работы авторы неоднократно обсуждали разные аспекты рассматриваемой проблемы со многими геологами и геофизиками. В первую очередь следует отметить плодотворные дискуссии и консультации с коллективом сотрудников Института геофизики АН УССР: А.В. Чекуновым, В.Б. Соллогубом, В.И. Старостенко, С.С. Красовским. Критические замечания и ценные советы авторы получили от Ю.Г. Леонова, Ю.К. Щукина, Б.Г. Поляка, В.Ф. Писаренко. Б.А. Борисов оказал ценную помощь в определении круга исходных данных и в выборе методики и техники построения карт. Особо следует отметить конструктивную критику и важные методические советы, высказанные по ходу работы В.В. Белоусовым. Всем им авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Литература

- Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолло В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 139 с.
- Горшков Г.П.; Шенкарева Г.А. Удельная сейсмическая энергия и сейсмическое районирование. — В кн.: Тр. 10-й Генеральной Ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии. М.: Сов. геофиз. ком., 1970, т. 2, с. 119—129.
- Мартину Дж. Технологическое прогнозирование. М.: Прогресс, 1977. 591 с.
- Международная тектоническая карта Европы и смежных областей масштаба 1 : 2 500 000. 2-е изд. М.: ГУГК, 1981.
- Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980. 206 с.
- Voncëv E., Vune V.I., Christoskov L. et al. A method for compilation of seismic zoning prognostic map for the territory of Bulgaria. — Geol. Balcanica, 1982, vol. 12, N 2, p. 3—48.
- Heat flow map of Europe/Ed. by V. Čermak, L. Rybach, B. etc.: Spring.—Verl., 1979.
- Kárník V. Seismicity of the European Area. Pr.: Academia, 1971. Pt. 2. 218 p.
- Materialien zum tektonischen Bau von Europa. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1976, N 47.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Леонов Ю.Г., Хаин В.Е.</i> Задачи, содержание и проблемы составления карты современной тектонической активности	3
<i>Ермаков Б.В., Семов В.Н., Щукин Ю.К.</i> Современная тектоническая активность литосферы по геофизическим данным	8
<i>Трифонов В.Г.</i> Активные разломы и сейсмичность	24
<i>Бочаров Г.В., Гусев Г.С., Имаев В.С., Козьмин Б.М.</i> Современная тектоническая активность территории Якутской АССР	35
<i>Смирнов Я.Б.</i> Новые принципы анализа данных теплового потока на территории СССР и некоторые аспекты изучения тектонической активности	50
<i>Поляк Б.Г., Кононов В.И., Гавлина Г.Б.</i> Взаимосвязь современной гидротермальной тектонической активности на территории СССР	66
<i>Поляк Б.Г.</i> Причины тектонической активности в свете данных об изотопном составе земного гелия	73
<i>Артемьев М.Е., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н.</i> Методика построения обобщенных карт современного состояния земной коры	80

УДК 550.34 + 551.24

Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. Задачи, содержание и проблемы составления карт современной тектонической активности. — В кн.: Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984.

Рассматривается понятие современной тектонической активности, охватываемый им период времени, слагающие его элементы (характер и объем информации) и возможные способы их отражения на картах или синтетической карте, а также возникающие при этом методические трудности.

Библиогр. 1 назв.

УДК 551.24.035

Ермаков Б.В., Семов В.Н., Щукин Ю.К. Современная тектоническая активность литосферы по геофизическим данным. — В кн.: Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены некоторые аспекты проблемы изучения современной тектонической активности: систематизированы и в общей форме описаны основные геофизические признаки, подчеркивается их связь с состоянием среды, даны критерии выделения структурных и главным образом динамических неоднородностей верхней мантии. Показаны возможности решения задачи картирования тектонической активности по комплексу геофизических данных.

Ил. 4. Табл. 2. Библиогр. 33 назв.

УДК 551.248.2 + 550.34

Трифонов В.Г. Активные разломы и сейсмичность. — В кн.: Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984.

Все сильные землетрясения приурочены к активным зонам — областям, испытавшим значительные деформации и смещения в позднем плейстоцене и голоцене. На примерах Юго-Восточного Кавказа (сжатие), Исландии (растяжение), зоны разлома Сан-Андреас на западе Северной Америки (сдвиг) и некоторых других активных зон проанализированы геологические условия возникновения сильных землетрясений. Сильные землетрясения приурочены к тем участкам активных зон, где сочетаются факторы, способствующие концентрации тектонических напряжений и их последующей быстрой разрядке. Концентрации напряжений препятствуют преобладание некомпетентных горных пород, сильная раздробленность, повышенный тепловой поток, наличие вулканов или грязевых вулканов. Возможность концентрации напряжений возрастает в активных зонах, скрытых на глубине, особенно в тех местах, где сочленяются разноориентированные активные зоны разной глубины заложения. В активных зонах растяжения и сдвига сильные землетрясения часто происходят непосредственно вдоль главных разломов, а в зонах сжатия — вдоль второстепенных разломов или перед крупными надвигами. Детальные геологические наблюдения позволяют оценить повторяемость сильных землетрясений в активной зоне.

Ил. 3. Библиогр. 28 назв.

УДК 551.24 + 550.34 (571.56)

Бочаров Г.В., Гусев Г.С., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Современная тектоническая активность территории Якутской АССР. — В кн.: Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984.

Суждения о современной тектонической активности территории Якутской АССР базируются на результатах деформаций земной поверхности по данным повторного нивелирования, горизонтальных смещений триангуляционных пунктов, сейсмичности и измерений теплового потока. Сибирская платформа характеризуется средними и высокими (до 10–15 мм/год) скоростями вертикальных движений земной поверхности, низким тепловым потоком (20–30 мВт/м²), слабой сейсмичностью. На южной окраине Алданского щита и в Джугджур-Становой области выявлены дифференцированные и высокоскоростные зоны вертикальных и горизонтальных деформаций, средние значения теплового потока и большая сейсмическая активность. Для западной части Верхояно-Чукотской области характерны средние (4–6 мм/год) вертикальные скорости, высокие сейсмическая активность и тепловой поток (до 100 мВт/м²). Численные расчеты показывают, что в двух последних областях энергетика землетрясений и деформаций земной поверхности

находится в хорошем соответствии с интенсивностью теплового потока. Это может указывать на то, что современными деформациями захвачена вся земная кора. На Сибирской платформе соответствие между низким тепловым потоком, слабой сейсмичностью и энергией высоких скоростей движений земной поверхности может быть достигнуто при предположении о том, что современными деформациями захвачена только очень тонкая (4—10 км) верхняя оболочка земной коры.

Ил. 4. Табл. 1. Библиогр. 24 назв.

УДК 550.361 + 551.24

Смирнов Я.Б. Новые принципы анализа данных теплового потока на территории СССР и некоторые аспекты изучения тектонической активности. — В кн.: Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984.

Внутриземной тепловой поток рассматривается как основной источник энергии тектонических процессов, поскольку он более чем на два порядка превышает другие формы проявления внутриземной энергии Земли. На основе новой карты теплового потока территории СССР и сопредельных районов рассмотрены основные закономерности распределения геотермического поля стабильных и активных тектонических структур и проанализирована природа геотермических аномалий. Показано, что в областях с земной корой континентального типа величины теплового потока не связаны однозначно с возрастом тектонических структур. Сделан вывод, что современная тектоническая активность приурочена к областям наиболее контрастных аномалий геотермического поля.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. 45 назв.

УДК 550.36—551.23/24

Поляк Б.Г., Кононов В.И., Гавлина Г.Б. Взаимосвязь современной гидротермальной и тектонической активности на территории СССР. — В кн.: Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984.

На территории СССР почти все термальные источники находятся в области, ограниченной 6-балльной изосейстой. Из общего количества глубинного тепла, выносимого ими в атмосферу, 86% выделяется в Курило-Камчатской области современного формирования континентальной коры. Еще около 7% выносится в Байкальском регионе и лишь 8% — во всех остальных тектонически мобильных областях зрелой континентальной коры. Таким же образом различаются и другие параметры гидротермальной активности (средние температура и тепловая мощность индивидуальных очагов разгрузки), что отражает разные условия теплового питания гидротерм.

Ил. 7. Табл. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.42—551.24

Поляк Б.Г. Причины тектонической активности в свете данных об изотопном составе земного гелия. — В кн.: Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984.

Обсуждаются региональные особенности отношения концентраций изотопов гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах. Оно минимально (примерно 10^{-8}) на древних платформах. Максимальные его величины (порядка 10^{-5}), наблюдаемые в Курило-Камчатском регионе, на Кавказе и в Тункинской впадине Байкальского рифта, указывают на мантийный источник тектонической активности. Неотектонические движения в Средней Азии, где величина $^3\text{He}/^4\text{He}$ ниже, связываются со столкновением литосферных плит.

Ил. 3. Библиогр. 29 назв.

УДК 551.241 + 550.36

Артемьев М.Е., Рейснер Г.И., Шолпо-В.Н. Методика построения обобщенных карт современного состояния земной коры. — В кн.: Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984.

Предлагается методика построения обобщенных карт энергетической насыщенности земной коры по комплексу геофизических данных.

На примере конкретных регионов (Карпатского и Кавказского) показаны возможности методики и интерпретации результатов.

Ил. 6. Табл. 1. Библиогр. 10 назв.

1р. 20 к.

4391





К статье М.Е. Артемьева

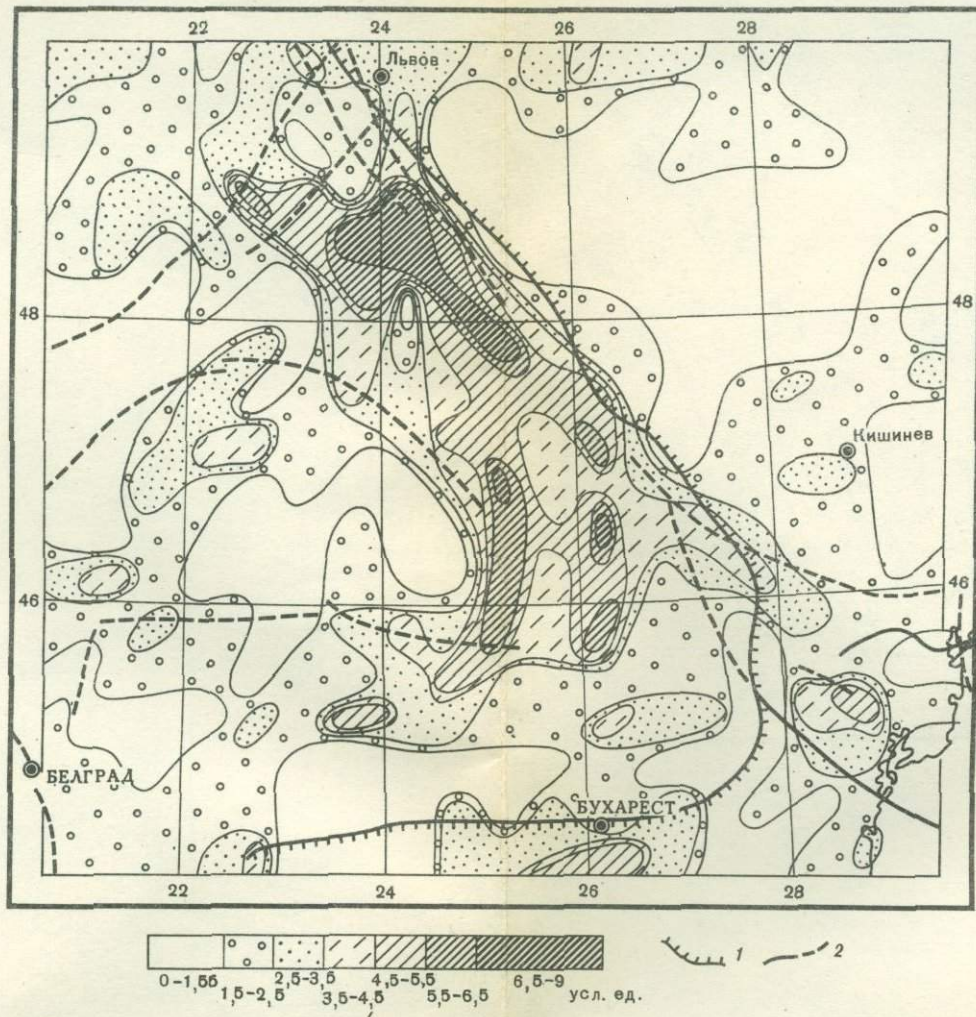


Рис. 6. Схема проницаемости земной коры Карпатского региона

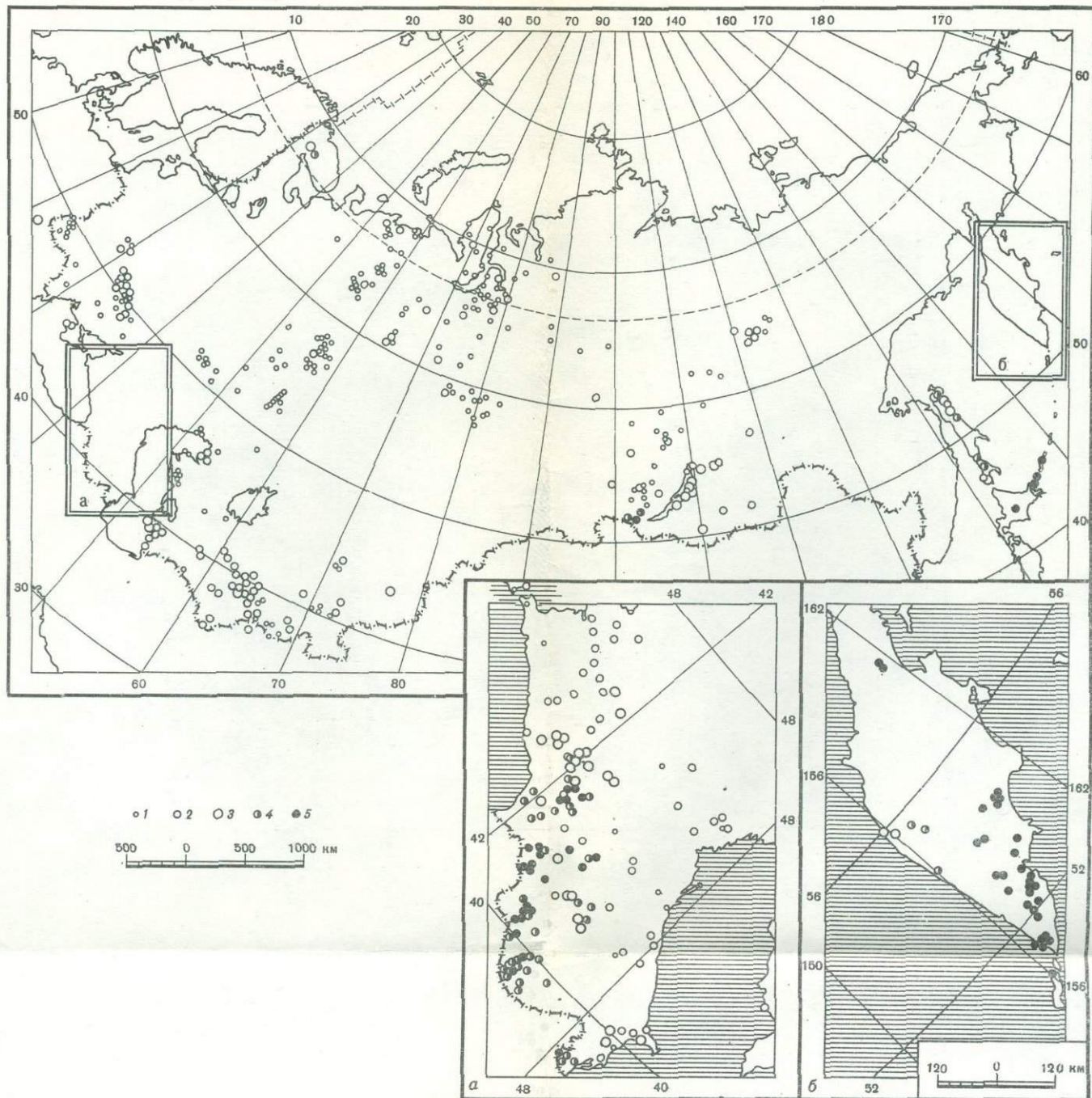


Рис. 1. Карта изотопного состава гелия в подземных флюидах СССР. Сост. Б.Г. Поляк, Э.М. Прасолов, И.Н. Толстихин, В.П. Якуцени

Значение отношения $(^3\text{He}/^4\text{He}) \cdot 10^{-8}$ в пунктах опробования: 1 — менее 5; 2 — 5–20; 3 — 20–80; 4 — 80–320; 5 — более 320