

## Глава 2

# ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

---

В этой главе будут кратко рассмотрены некоторые закономерности и особенности распределения сейсмичности, теплового потока и аномалий гравитационного поля прикамчатских акваторий, важные для понимания современной геодинамики и новейшего этапа тектонического развития зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг в концепции тектоники литосферных плит.

### 2.1. СТРУКТУРА СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ КАМЧАТКИ

Падающие под островную дугу зоны современной сейсмической активности Вадати-Заварицкого-Беньофа, известные под названием сейсмофокальные зоны, вместе с расположенными над этими зонами поясами современного островодужного магматизма, являются неотъемлемыми чертами современных зон субдукции, а основные параметры сейсмофокальных зон служат важнейшими критериями выяснения особенностей современного геодинамического режима на конвергентных границах литосферных плит. Камчатская сейсмофокальная зона в этом отношении часто приводится в качестве одного из классических примеров. Курило-Камчатская островная дуга, в том числе и её камчатская ветвь, действительно отличаются «классической» сейсмофокальной зоной, которая, к тому же, оказалась одной из наиболее изученных благодаря сравнительно длительному периоду детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке (*Федотов и др., 1964*).

В тектонике литосферных плит сейсмофокальные зоны рассматриваются как одно из следствий процесса субдукции - наклонного погружения одной из литосферных плит под другую при их схождении. Геодинамический режим зон субдукции определяется физическими свойствами взаимодействующих литосферных блоков и скоростью их схождения, что находит закономерное отражение в геометрии сейсмофокальных зон, пространственном распределении и механизмах очагов землетрясений.

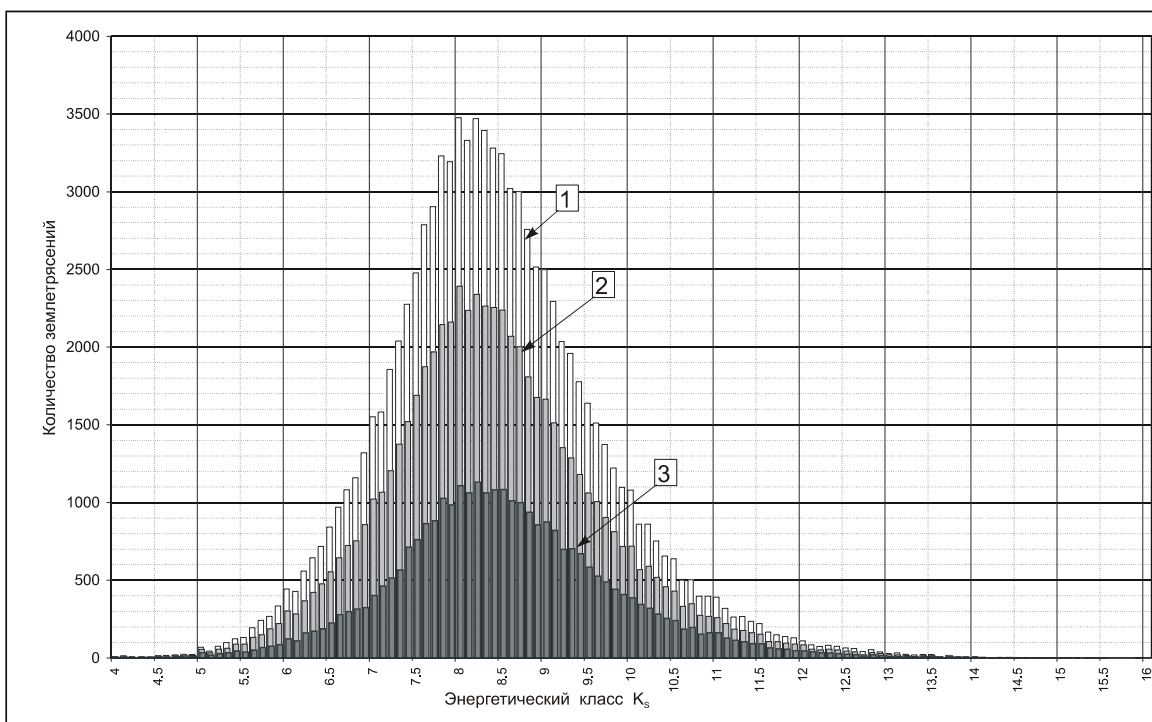
Основным объектом внимания в данном разделе является сейсмофокальная зона Камчатки. Её детальное изучение стало возможным после создания в 1962 году камчатской региональной сети сейсмологических наблюдений. С тех пор на основе полученного фактического материала опубликовано большое количество работ, посвященных сейсмичности Камчатки, свойствам камчатской сейсмофокальной зоны и геодинамике региона. Тем не менее, некоторые особенности камчатской сейсмофокальной зоны до настоящего времени по-прежнему не достаточно изучены, или не получили убедительных объяснений в рамках существующих геодинамических концепций. В данном разделе мы акцентируем внимание на одной из таких особенностей – двойном сейсмофокальном слое. Этой интересной особенности камчатской сейсмофокальной зоны уделено значительное внимание в работах (*Федотов и др., 1985; Gorbatov et al, 1994; 1997; 2001*). Несколько раньше «двойная» структура сейсмофокальной зоны установлена на основе детальных сейсмологических наблюдений для Японской (*Хасегава и др., 1978; Yoshii, 1979; Туезов и др., 1990*) и Алеутской (*Hudnut, Taber, 1987*) островных дуг.

В отличие от предшествующих работ, в данной работе анализ структуры камчатской сейсмофокальной зоны проведен на основе изучения плотности распределения энергии землетрясений, что, по-мнению автора, более объективно и достоверно отражает структуру сейсмичности. Кроме того, анализ проводился с применением ГИС-технологий, что исключило субъективный подход в представлении полученных данных и обусловило возможность их воспроизведения другими исследователями (*Селиверстов, 2007*).

### 2.1.1. Анализ исходных данных

При подготовке данной работы в качестве фактической основы использован каталог камчатской региональной сети сейсмологических наблюдений за период с января 1962 г. по декабрь 2004 г., полученный Институтом вулканологии ДВО РАН (1962-1993 гг.) и Камчатским филиалом Геофизической службы РАН (1994-2004 гг.).

Представления о структуре сейсмофокальных зон основаны на статистическом обобщении данных о распределении землетрясений, и их обоснованность, соответственно, во многом определяется объемом фактических данных, т.е. количеством зарегистрированных сейсмических событий. Согласно графику повторяемости землетрясений, их количество возрастает с уменьшением энергетического класса. Поэтому именно слабые сейсмические события определяют содержание каталога землетрясений. Однако слабые события менее уверенно регистрируются существующей сетью станций и, соответственно, определяются с пропусками и с меньшей точностью.



**Рис. 2.1.** Диаграмма распределения землетрясений камчатского регионального каталога за 1962-2004 гг. по энергетическим классам.

1 - все землетрясения каталога; 2, 3 - землетрясения, гипоцентры которых определены с точностью  $\pm 10$  км (2) и с точностью  $\pm 5$  км (3).

Камчатский региональный каталог по состоянию на 31 декабря 2004 г. содержит около 92500 сейсмических событий с энергетическим классом  $K_s$  от 4.0 до 16.1. Очевидно, что не все из них являются статистически представительными для рассматриваемого региона. На рис.2.1 представлены диаграммы распределения количества сейсмических событий в зависимости от энергетического класса  $K_s$  за упомянутый период для всех зарегистрированных событий (диаграмма 1), а также для событий, гипоцентры которых определены с точностью  $\pm 10$  км (диаграмма 2) и  $\pm 5$  км (диаграмма 3). Из диаграмм видно, что независимо от точности, возрастание количества землетрясений по экспоненте с уменьшением их энергетического класса (в соответствии с графиком повторяемости) наблюдается лишь для землетрясений с  $K_s > 8.5$ , что соответствует известному положению об уверенной регистрации этих землетрясений для территории Камчатки и прилегающих сейсмически активных структур на акватории Тихого океана (Федотов и др., 1974). Более слабые события уверенно регистрируются лишь на отдельных участках региона, расположенных ближе к региональной сети станций или группам станций, и с уменьшением энергетического класса размеры этих участков и, соответственно, количество уверенно зарегистрированных событий, стремительно сокращаются также по закону, близкому к экспоненциальному.

Таким образом, одним из критериев представительности сейсмических событий для изучения пространственных закономерностей проявления сейсмичности является их энергетический класс. Сейсмические события с  $K_S = 8-8.5$  хотя и не соответствуют графику повторяемости, однако еще достаточно многочисленны и весьма представительны для значительных территорий Камчатки и тектонически активных структур ее континентального склона. По этой причине для целей настоящей работы использованы данные по землетрясениям с  $K_S \geq 8$ .

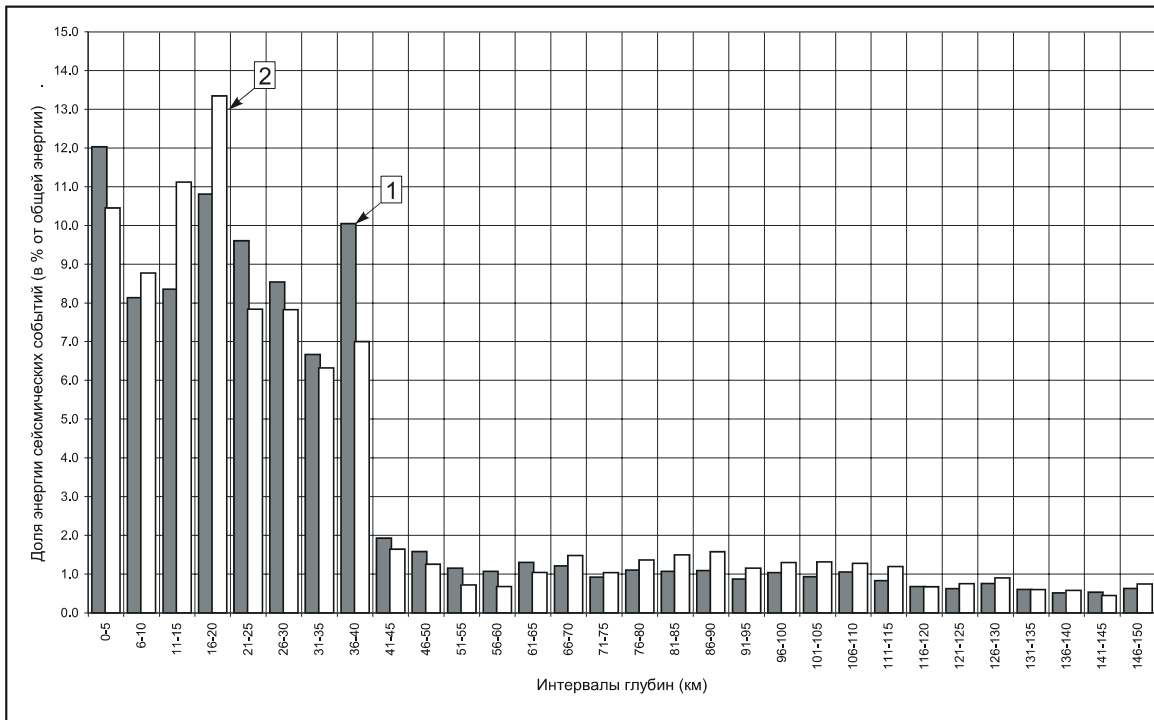
Важным фактором, ограничивающим детальность анализа пространственной структуры сейсмофокальной зоны, является точность определения гипоцентров землетрясений. Этот фактор зависит от нескольких причин, среди которых первостепенными являются количество и относительное расположение сейсмических станций, на которых зарегистрировано данное землетрясение, а также неоднородность скоростного разреза, его отклонения от применяемого при расчетах стандартного годографа. В силу указанных причин, абсолютная точность определения гипоцентров региональной сетью сейсмических станций на Камчатке в лучшем случае составляет около 5 км (Гусев, 1974). Однако относительная точность, определяющая положение близко расположенных гипоцентров относительно друг друга, очевидно меньше и при оптимальном расположении сети станций и очагов землетрясений вряд ли превышает первые километры. В данной работе для построений использованы землетрясения с абсолютной точностью определения гипоцентров не хуже  $\pm 10$  км, относительная точность определения близко расположенных гипоцентров при этом вряд ли превышала величину порядка 3-5 км.

Для изучения пространственной структуры проявления сейсмичности кроме статистической представительности землетрясений, необходима их пространственная определенность. В отношении сейсмических событий нам известны лишь положения гипоцентров, т.е. пространственные координаты начала развития сейсмического процесса. Однако размеры очаговых областей сильных землетрясений могут измеряться десятками и даже сотнями километров. Очевидно, что при изучении тонкой структуры сейсмофокальной зоны, мы должны исключить из рассмотрения эти землетрясения. Учитывая, что относительная точность определения гипоцентров для камчатского регионального каталога составляет первые километры, что сопоставимо с размерами очага землетрясения с  $K_S$  порядка 10-11 (Ризниченко, 1976), в расчетах использованы сейсмические события с  $K_S \leq 10$ . Таким образом, при изучении пространственных закономерностей камчатской сейсмофокальной зоны в данной работе использованы сейсмические события с энергетическим классом  $10 \geq K_S \geq 8$ , что охватывает примерно 52% содержащихся в каталоге событий.

В качестве меры сейсмической активности в данной работе используется не число, а энергия сейсмических событий, вычисленная по их энергетическому классу. В рассматриваемом диапазоне энергетических классов ( $10 \geq K_S \geq 8$ ) эта величина может меняться на два порядка.

Известно, что гипоцентры землетрясений распределены по глубине неравномерно. Подавляющая часть сейсмической энергии выделяется в верхней части литосферы, где по условиям температур и давлений возможно хрупкое разрушение горных пород (Николаевский, 1979). Эта закономерность проявляется и для землетрясений рассматриваемых классов, что отражено на рис.2.2. Здесь представлены поинтервальные (по глубине) значения суммарной энергии сейсмических событий 8-10 класса (в процентах от всей энергии) за рассматриваемый период инструментальных наблюдений (1962-2004 гг.), гипоцентры которых определены с абсолютной точностью 10 км (диаграмма 1) и 5 км (диаграмма 2).

Из представленных диаграмм видно, что на диапазон глубин 0-40 км приходится около 75% энергии рассматриваемых землетрясений, а на диапазон 0-100 км – около 90%. При этом выделяются локальные максимумы в интервалах 0-5 км, 16-25 км и 36-40 км. Необходимо отметить, что в камчатском региональном каталоге количество событий с глубиной гипоцентров 36-40 км составляет более 13% их общего числа, что является следствием некорректной работы программы по определению параметров землетрясений в условиях недостатка данных. Использование событий с известной точностью определения гипоцентров позволяет если не исключить, то заметно ослабить этот недостаток. Как видно на рис.2.2, локальный максимум в интервале глубин 36-40 км заметно ослабевает при переходе от событий, определенных с точностью 10 км, к событиям, определенным с точностью 5 км.



**Рис. 2.2.** Диаграмма распределения по интервалам глубин энергии слабых ( $8 < K_s < 10$ ) землетрясений, определенных с точностью  $\pm 10$  км (1) и  $\pm 5$  км (2).

### 2.1.2. Методика построений

Анализ структуры камчатской сейсмофокальной зоны удобнее проводить по разрезам. С этой целью в районе исследований было намечено 17 поперечных (ориентированных вкрест дуги) и 5 продольных секторов (рис.2.3). При построении разрезов сейсмофокальной зоны, с одной стороны присутствует желание повысить детальность построений, т.е. строить разрез в «узком» секторе. С другой стороны, уменьшение ширины сектора пропорционально сокращает количество попадающих в этот сектор гипоцентров, т.е. снижает их статистическую представительность и обоснованность построений. Более чем 40-летний период детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке все же гораздо меньше цикла сильнейших сейсмических событий. За это время далеко не все участки сейсмофокальной зоны успели себя проявить. Поэтому увеличение ширины секторов в допустимых пределах пока единственный способ выявления общих закономерностей в структуре сейсмофокальной зоны. Расположение и ширина секторов в данной работе выбраны экспериментально, на основе анализа нескольких вариантов, хотя трудно настаивать на том, что выбранный вариант является наиболее оптимальным.

Построения по секторам проводились с применением ГИС-технологий. Каждому сектору в ГИС-проекте соответствовала полигональная тема, по которой из камчатского регионального каталога (за 1962-2004 гг.) проводилась выборка землетрясений 8-10 класса с точностью определения гипоцентров  $\leq 10$  км. Затем гипоцентры землетрясений проецировались на вертикальную плоскость профиля, по которому строился разрез плотности распределения энергии землетрясений с радиусом осреднения 10 км и аппроксимацией гладкой поверхностью. При изображении разрезов применялась логарифмическая шкала плотности распределения энергии землетрясений.

На рис. 2.4-2.10 представлены результаты построений.

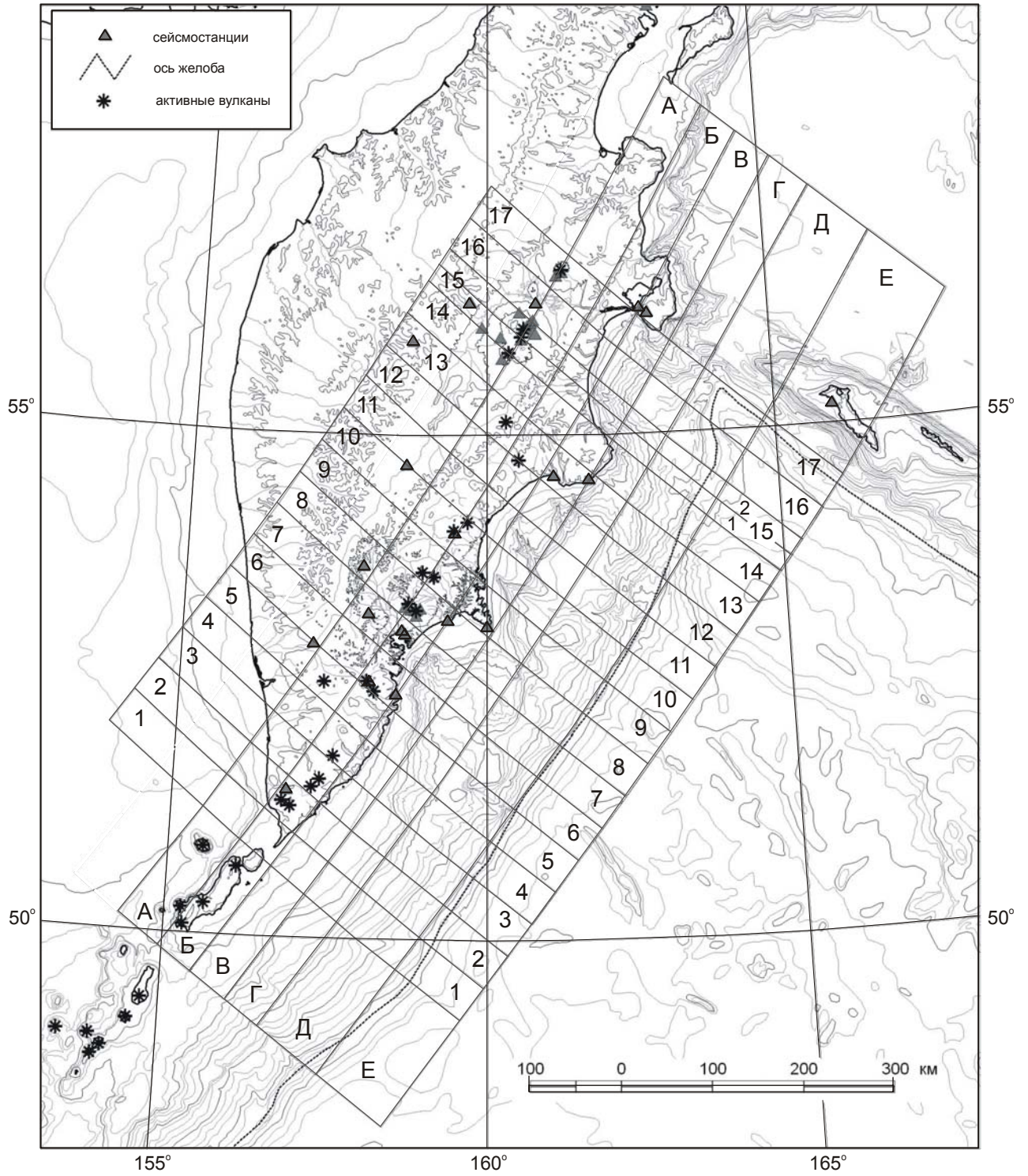
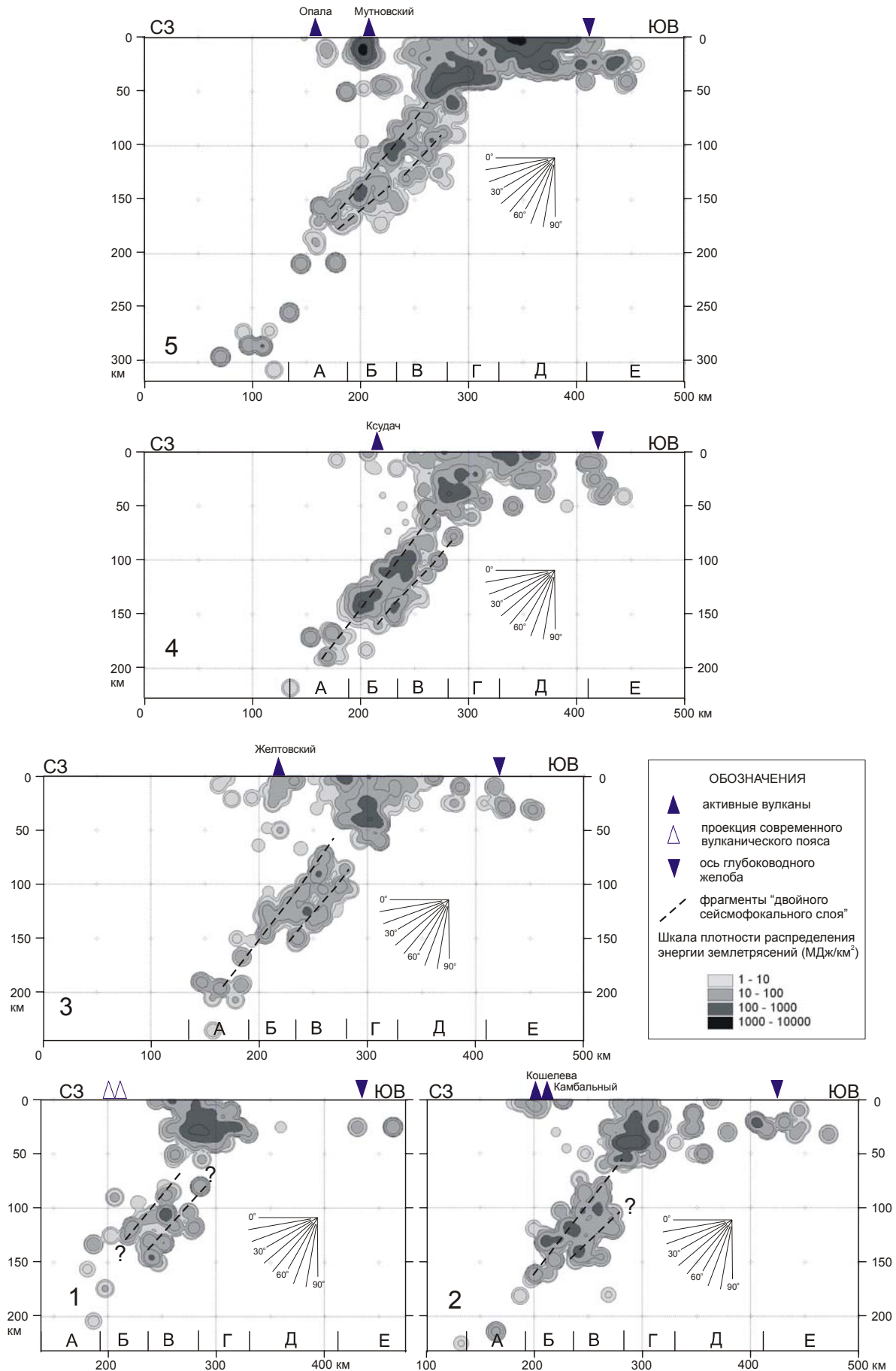
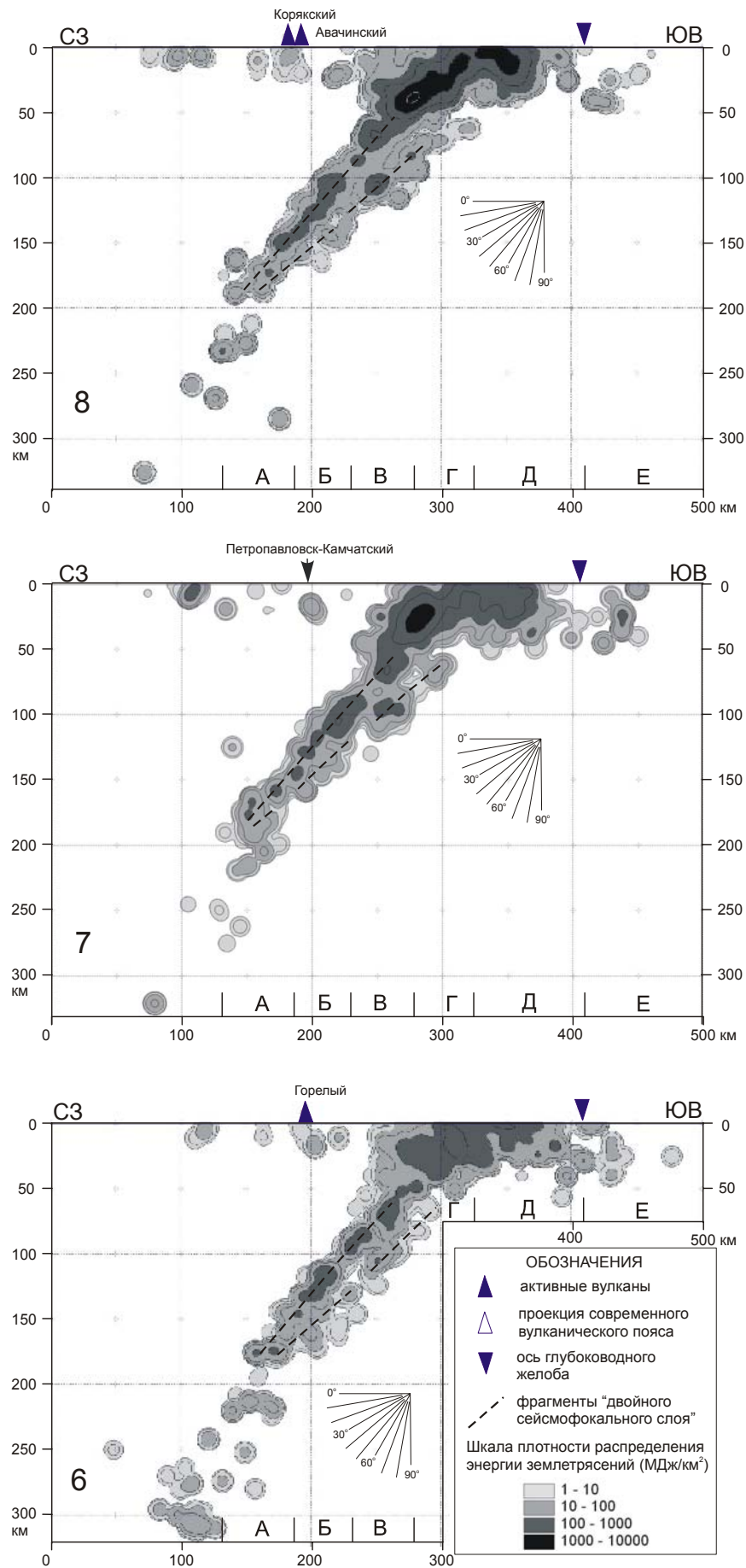


Рис. 2.3. Схема расположения секторов.

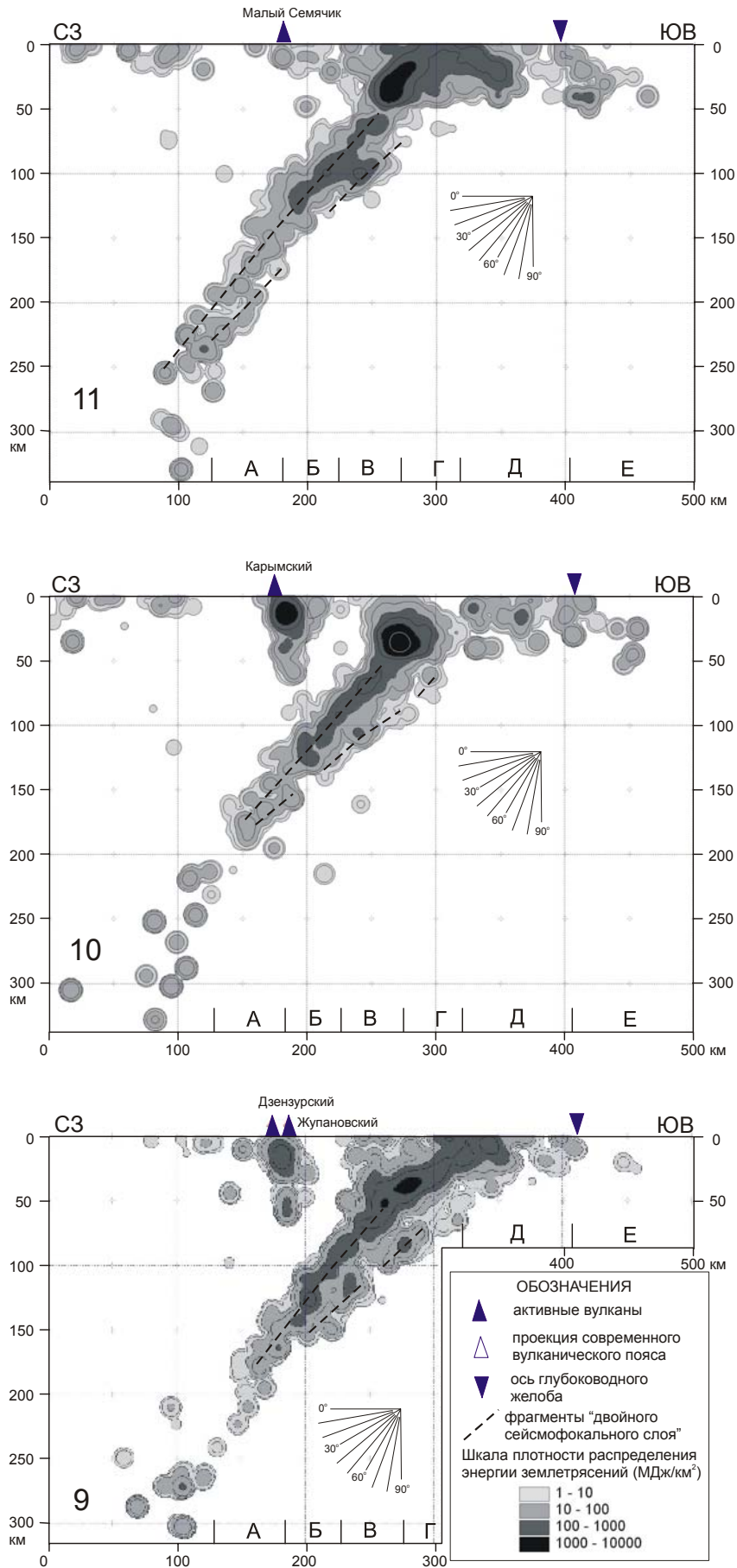




**Рис. 2.4.** Разрезы плотности распределения энергии слабых ( $8 < K_S < 10$ ) землетрясений по поперечным секторам 1-5. Расположение секторов см. на рис. 2.3.

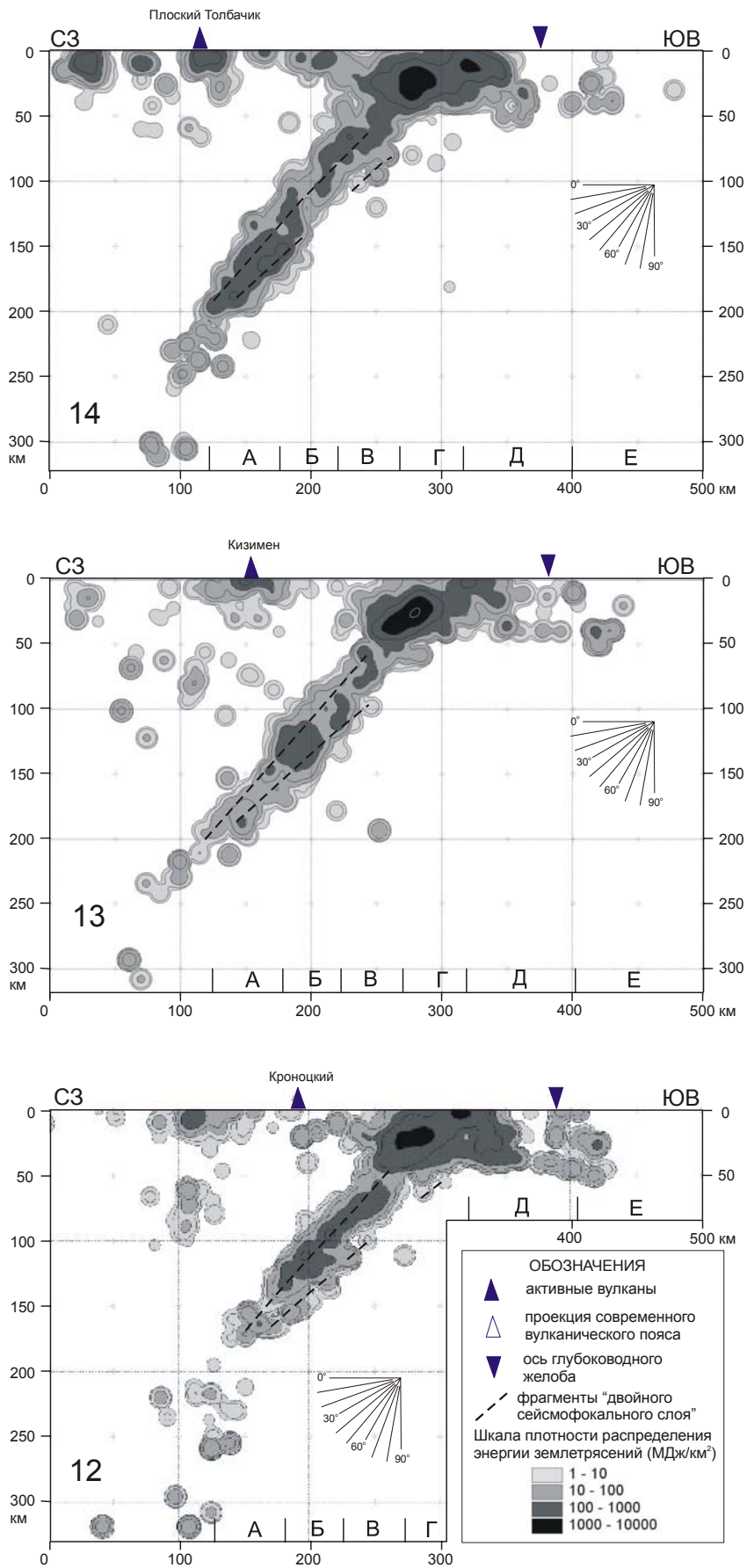


**Рис. 2.5.** Разрезы плотности распределения энергии слабых ( $8 < K_S < 10$ ) землетрясений по поперечным секторам 6-8. Расположение секторов см. на рис. 2.3.



**Рис. 2.6.** Разрезы плотности распределения энергии слабых ( $8 < K_s < 10$ ) землетрясений по поперечным секторам 9-11. Расположение секторов см. на рис. 2.3.





**Рис. 2.7.** Разрезы плотности распределения энергии слабых ( $8 < K_S < 10$ ) землетрясений по поперечным секторам 12-14. Расположение секторов см. на рис. 2.3.

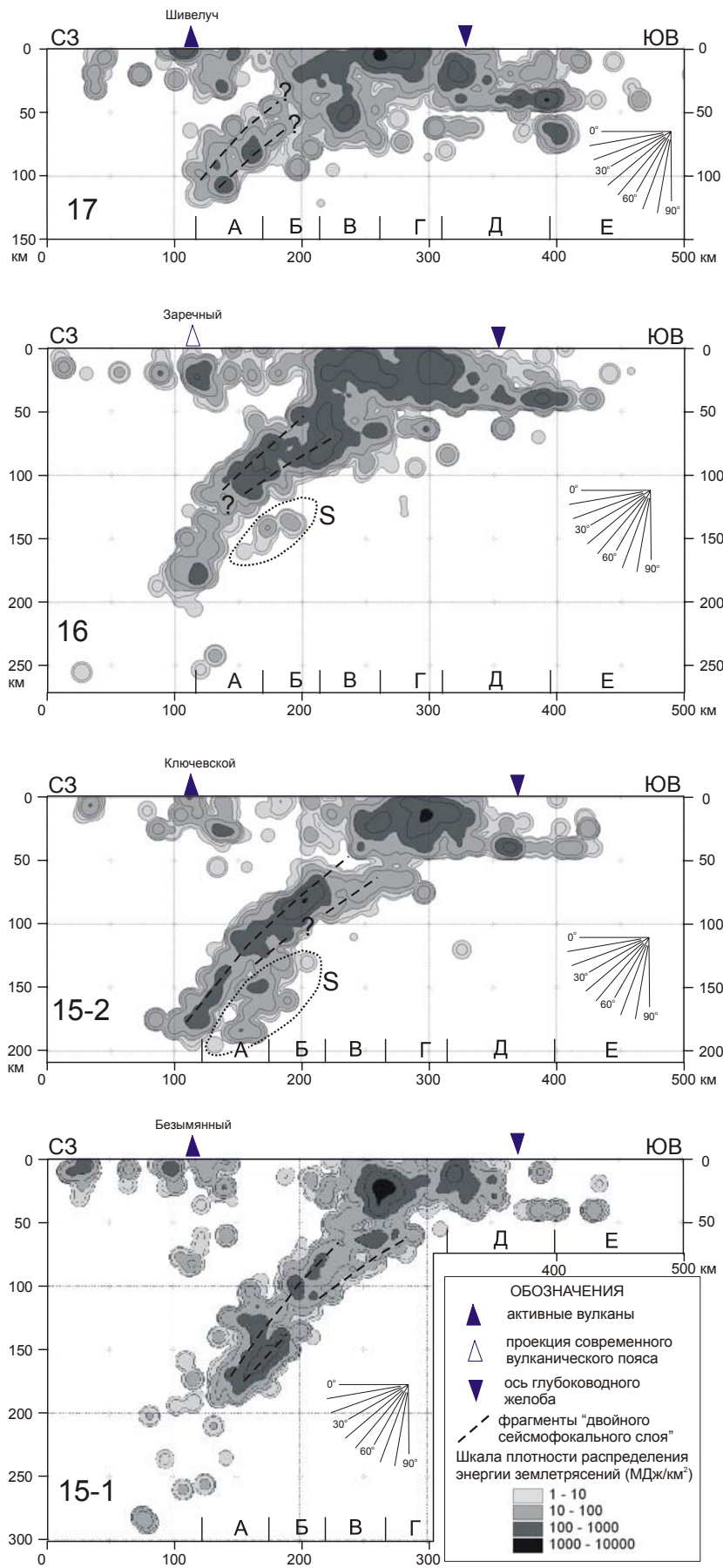


Рис. 2.8. Разрезы плотности распределения энергии слабых ( $8 < K_S < 10$ ) землетрясений по поперечным секторам 15-17. Расположение секторов см. на рис. 2.3.

### 2.1.3. Анализ разрезов

Камчатский региональный каталог неоднороден по точности и представительности землетрясений одного и того же класса. Южные районы в этом отношении отличаются в худшую сторону, что связано с особенностями расположения сейсмических станций камчатской региональной сети. По этой причине южные разрезы 1-3 (рис.2.4) резко отличаются от более северных, и, следовательно, вряд ли могут быть представительными для анализа структуры сейсмофокальной зоны.

На представленных разрезах (рис.2.4-2.8) отчетливо видно, что подавляющая часть энергии зарегистрированных землетрясений выделилась в горизонтальном слое на глубинах от 0 до 40-50 км, т.е. в зоне, где по Р-Т условиям возможно хрупкое разрушение горных пород земной коры и верхней мантии.

В этом горизонтальном слое можно выделить три сейсмоактивные зоны, протягивающиеся параллельно структурам островной дуги.

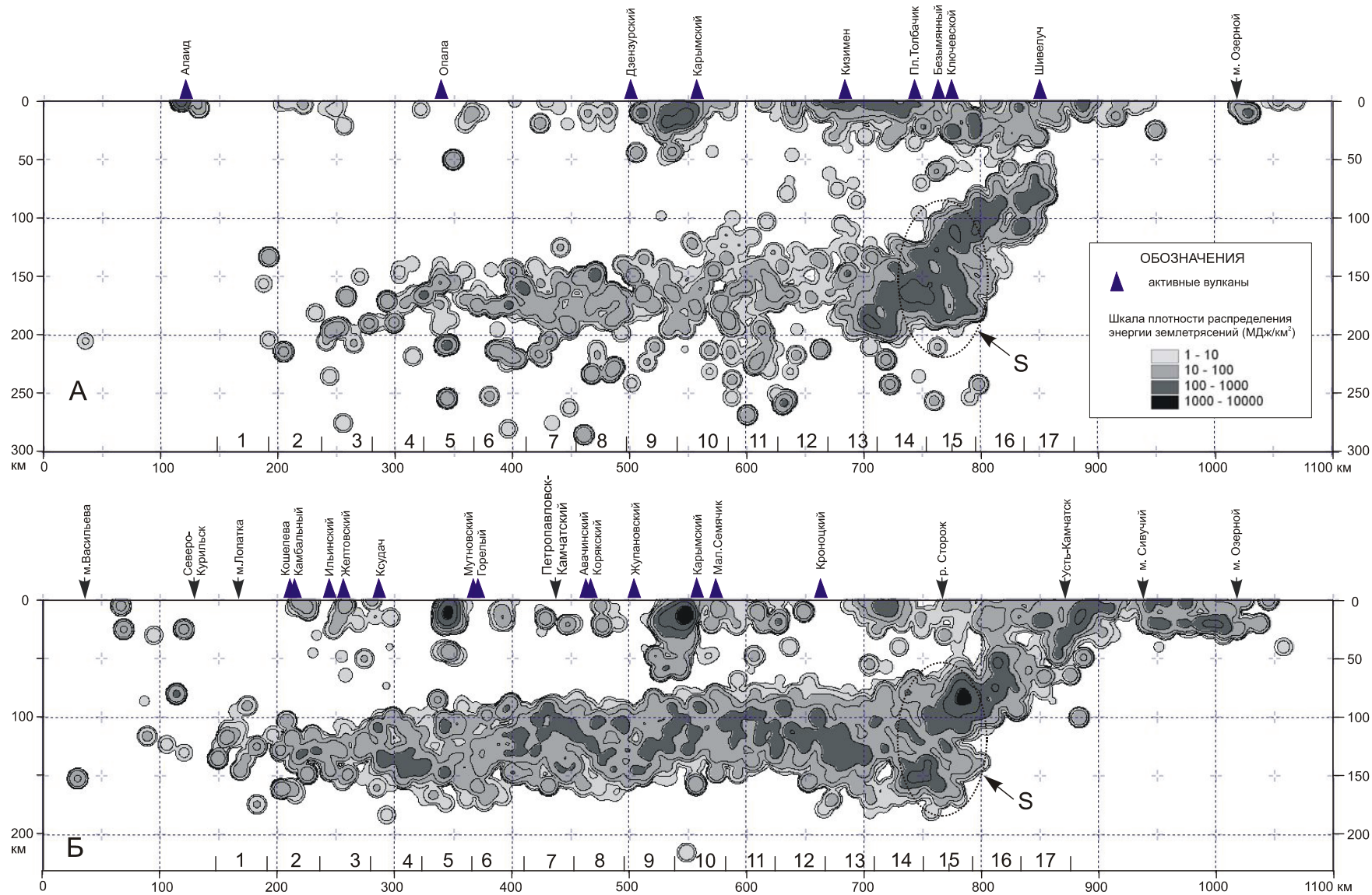
Первая из них (внешняя) пространственно приурочена к внешнему поднятию и внешнему склону глубоководного желоба. Ввиду наибольшей удаленности от сети сейсмических станций, эта зона на представленных разрезах выражена наименее отчетливо. Известно (*McNutt, 1980; Stauder, 1968 и др.*), что механизмы очагов землетрясений в пределах океанских склонов глубоководных желобов и внешних поднятий свидетельствуют об обстановке горизонтального растяжения вкрест желоба. Этот факт согласуется с представлениями тектоники литосферных плит об изгибе океанской литосферной плиты перед ее погружением в зону субдукции и, соответственно, растяжении ее верхней части. По-видимому, именно такова природа рассматриваемой внешней сейсмоактивной зоны напротив Восточной Камчатки. Несмотря на невысокую точность определения, гипоцентры землетрясений внешней зоны концентрируются, в основном, в верхних 35-40 км литосферной плиты на всех разрезах, за исключением самого северного (№17, рис.2.8), в пределы которого попадают гипоцентры землетрясений, связанных со структурами западного сектора Алеутской дуги. Это соответствует представлениям о деструктивных процессах, проявляющихся в обстановке растяжения в верхней «хрупкой» части литосферной плиты при ее изгибе.

Вторая (центральная) сейсмоактивная зона протягивается параллельно первой, в 50-80 км западнее оси глубоководного желоба, и пространственно приурочена к материковому борту глубоководного желоба и континентальному склону Восточной Камчатки. Локальные максимумы этой зоны расположены в самой верхней части сейсмоактивного слоя, на глубинах до 25 км. По-видимому, на этом участке зоны субдукции в результате динамического взаимодействия нависающей и погружающейся литосферных плит происходит их частичное разрушение и формирование аккреционных комплексов.

Третья сейсмоактивная зона (внутренняя) расположена западнее второй (центральной) на расстоянии 120-130 км от оси глубоководного желоба. Эта сейсмоактивная зона охватывает верхнюю часть континентального склона и окончания полуостровов Восточной Камчатки. По числу и энергии землетрясений она наиболее представительна и ярко выражена практически на всех разрезах. Локальные максимумы этой зоны сосредоточены в более широком диапазоне глубин, чем в двух предыдущих зонах, при этом наибольшая концентрация гипоцентров землетрясений наблюдается в диапазоне глубин 25-50 км. Согласно существующим представлениям (*Лобковский, 1988 и др.*), из-за увеличения угла наклона погружающейся плиты в этом диапазоне глубин характер ее взаимодействия с нависающей плитой меняется от пологого поддвига в сторону «лобового» столкновения, что, соответственно, ведет к резкому увеличению сил сцепления и росту касательных напряжений между взаимодействующими плитами. В пределы рассматриваемой зоны попадает и верхняя часть наклонного сейсмофокального слоя. Гипоцентры землетрясений этого слоя приурочены здесь к верхней половине погружающейся литосферной плиты.

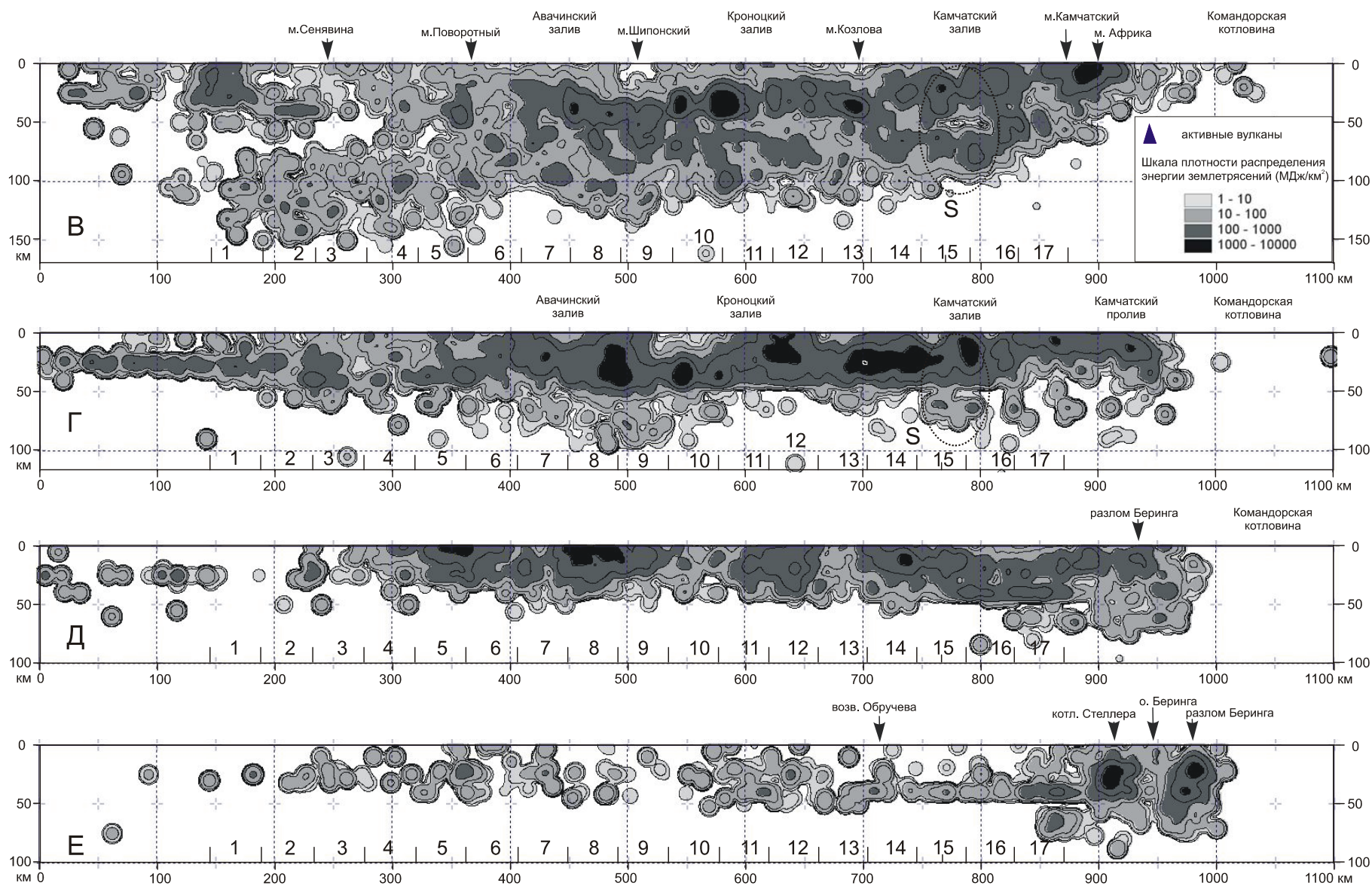
На схематизированном разрезе зоны субдукции (см. рис.3.12, глава 3) показано положение перечисленных выше сейсмоактивных зон с соответствующей их нумерацией.

Западнее внутренней сейсмоактивной зоны на глубинах до 40 км заключены локальные максимумы сейсмической активности магматических систем под вулканами современного вулканического пояса и Срединным хребтом.



**Рис. 2.9.** Разрезы плотности распределения энергии слабых ( $8 < K_S < 10$ ) землетрясений по продольным секторам А, Б. Расположение секторов см. на рис. 2.3.





**Рис. 2.10.** Разрезы плотности распределения энергии слабых ( $8 < K_S < 10$ ) землетрясений по продольным секторам В-Е. Положение секторов см. на рис. 2.3.



Глубже 40 км сейсмическая активность резко уменьшается и практически полностью сосредоточена в наклонном сейсмофокальном слое. Этот слой наиболее отчетливо прослеживается в диапазоне глубин от 40-50 до 180-200 км. Именно в этом диапазоне глубин обнаруживаются признаки двойной структуры этого слоя и его клиновидная форма. Эти признаки наиболее отчетливо прослеживаются на разрезах 4-10 (рис.2.4-2.6), но отдельные фрагменты двойной структуры с различной степенью уверенности можно распознать практически на всех разрезах. В верхней части, на глубинах 40-50 км, расстояние между максимумами двойного слоя составляет около 30-35 км и постепенно уменьшается с увеличением глубины. На глубинах 180-200 км максимумы двойного слоя сливаются, и он выклинивается.

На глубинах более 200 км наклонный сейсмофокальный слой «рассыпается»: его структура становится менее упорядоченной, при этом сейсмическая активность сосредоточена в более широкой, порядка 80-100 км, наклонной зоне.

Севернее Кроноцкого полуострова (разрезы 15-16, рис.2.8) геометрия сейсмофокальной зоны существенно меняется. Прежде всего, уменьшается наклон сейсмофокального слоя в диапазоне глубин 40-120 км. Если для более южных участков наклон сейсмофокального слоя составляет около  $50^{\circ}$ , то для северного участка в указанном диапазоне глубин величина наклона не превышает  $40^{\circ}$ . При достижении глубины 120 км сейсмофокальный слой испытывает излом, после которого его наклон увеличивается примерно до  $50^{\circ}$ . Переход от «нормального» сейсмофокального слоя к пологому приходится на сектор 15, в связи с этим он разбит на 2 более узких сектора – 15-1 и 15-2. Тем не менее, структура сейсмичности на соответствующих разрезах остаётся сложной, заметно отличающейся от других разрезов. На глубинах 120-180 км здесь отчетливо выявляется дополнительная область повышенной сейсмичности (на разрезах обозначена буквой S), которая заметно осложняет «классическую» клиновидную форму сейсмофокального слоя на разрезе 15-2 и, в меньшей степени, на разрезе 16. На продольных разрезах А-Б (рис.2.9) видно, что эта высоко сейсмичная область приурочена к наиболее резкому изменению глубины сейсмофокального слоя. Отмеченные особенности, по-видимому, обусловлены латеральной плотностной неоднородностью погружающейся литосферной плиты с соответствующим изменением ее наклона при вхождении в зону субдукции, и, вследствие этого, развитием дизъюнктивных нарушений по границе различающихся по плотности блоков еще «хрупкой» погружающейся океанической литосферы (Селиверстов, 2001а).

Таким образом, в результате анализа фоновой сейсмичности подтверждено существование под Камчаткой двойного сейсмофокального слоя. Правда, в большинстве случаев эти признаки фрагментарны и менее отчетливы, чем, например, для сейсмофокальной зоны Японской дуги (Хасегава и др, 1978). По-видимому, эта фрагментарность является следствием как субъективных, так и объективных причин, среди которых, вероятно, немаловажную роль играют следующие 3 фактора:

1. Несовершенство камчатской региональной сети сейсмологических наблюдений: недостаточно густая сеть сейсмических станций и «односторонность» сети наблюдений для большей части землетрясений камчатского регионального каталога.

2. Невысокая точность определения гипоцентров землетрясений, обусловленная применением стандартного годографа в условиях латерально неоднородного строения земной коры и верхней мантии.

3. Недостаточная длительность рядов наблюдений. Более чем 40-летний период детальных сейсмологических наблюдений все же гораздо меньше периода повторяемости сильнейших землетрясений Камчатки, влияющих, в том числе, и на распределение фоновой сейсмичности. Не все участки сейсмофокальной зоны за это время успели себя проявить.

Природа двойного сейсмофокального слоя под Камчаткой наиболее убедительно, с точки зрения автора, объясняется в концепции глубинной гидратации океанской литосферы, которая будет рассмотрена ниже, в главе 3.

## 2.2. МЕХАНИЗМЫ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Полезную информацию о современных геодинамических процессах в островных дугах дают изучение механизмов сильных землетрясений, а также наблюдения за современными движениями земной коры с применением современных технических средств.

На рис.2.11 представлена схема сильнейших землетрясений ( $K_s \geq 14$ ) региона за период инструментальных наблюдений с 1962 по 2007 г. На схему нанесены также данные о механизмах очагов некоторых из этих землетрясений (Зобин и др., 1988; 1989; Гусев и др., 1998), сведения о геометрии сейсмофокальной зоны (Федотов и др., 1985) и новейшей тектонике региона. На рис.2.12. представлена схема современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах по данным работы (Левин и др., 2006). Кратко остановимся на некоторых особенностях проявления сейсмичности и современных движений земной коры в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг.

### 2.2.1. Камчатская ветвь островной дуги

Фокальные решения для большинства сильных землетрясений Курило-Камчатской островной дуги, в том числе и для ее камчатской ветви, характеризуются тем, что хотя бы одна, а чаще обе нодальные плоскости ориентированы вдоль дуги, а движения по этим плоскостям соответствуют взбросам (Зобин и др., 1988; Гусев и др., 1998). Такие фокальные решения, в частности, имеют сильнейшие, за период детальных инструментальных наблюдений, землетрясения в пределах камчатской ветви островной дуги: 24.11.1971,  $M=7.3$ ; 28.02.1973,  $M=7.5$ ; 5.12.1997,  $M=7.9$  (рис.2.11). Подобные фокальные решения характерны и для большинства землетрясений других островных дуг, что соответствует представлениям о современных процессах субдукции в островных дугах.

Тем не менее, некоторые землетрясения в пределах камчатской ветви островной дуги выпадают из этого правила. Отметим наиболее представительное из них, произошедшее 17 августа 1983 г. на побережье Камчатского залива (Гордеев и др., 1987; Зобин и др., 1988). Его магнитуда составила 6.9, а гипоцентр находился на глубине около 100 км в пределах сейсмофокальной зоны. Необычность этого события, по данным упомянутых работ, состояла в ориентации обеих возможных плоскостей разрыва вкрест простирания островной дуги, в направлении ЗСЗ-ВЮВ. При этом положение обеих нодальных плоскостей указывало на взбросовый характер смещений в очаге. Необычным для землетрясения с такой глубиной очага было также большое количество афтершоков. Афтершоки этого события были сосредоточены в сравнительно небольшой по размерам области, что позволило отнести его к внутриплитовым (Зобин и др., 1988). Отметим, что положение очаговой области этого землетрясения достаточно близко соответствует расположению поперечной к дуге зоны повышенной фоновой сейсмичности (зоны S на рис.2.9-2.10).

Особенности этого сейсмического события в значительной мере можно объяснить, если принять, что оно связано с разрядкой упругих напряжений в верхней (хрупкой) части поглощаемой в зоне субдукции литосферной плиты, вблизи границы между разнородными литосферными блоками, т.е. обусловлено современным развитием зоны поперечных дислокаций по границе этих блоков.

Рассматривая структуру камчатской сейсмофокальной зоны в разделе 2.1, мы акцентировали внимание на одной важной ее особенности: севернее Кроноцкого п-ова сейсмофокальная зона меняет своё простирание, заметно отклоняясь к западу. Эта особенность камчатской сейсмофокальной зоны подробно рассмотрена в работе (Федотов и др., 1985), в которой представлены схемы глубин «средней линии» и «западной границы» сейсмофокальной зоны, а также её вертикальные разрезы. Заметим, что отмеченный разворот сейсмофокальной зоны обусловлен меньшим углом её наклона в пределах северного участка.

Наклон сейсмофокальной зоны в моделях зон субдукции связывается, в первую очередь, с плотностью поглощаемой литосферной плиты, зависящей, в свою очередь, от её термодинамического состояния, т.е. от её возраста или времени проявления последнего этапа тектономагматической активности. Более «прогретые» и лёгкие литосферные блоки медленнее «тонут» в астеносфере, т.е. погружаются в зонах субдукции под меньшими углами.

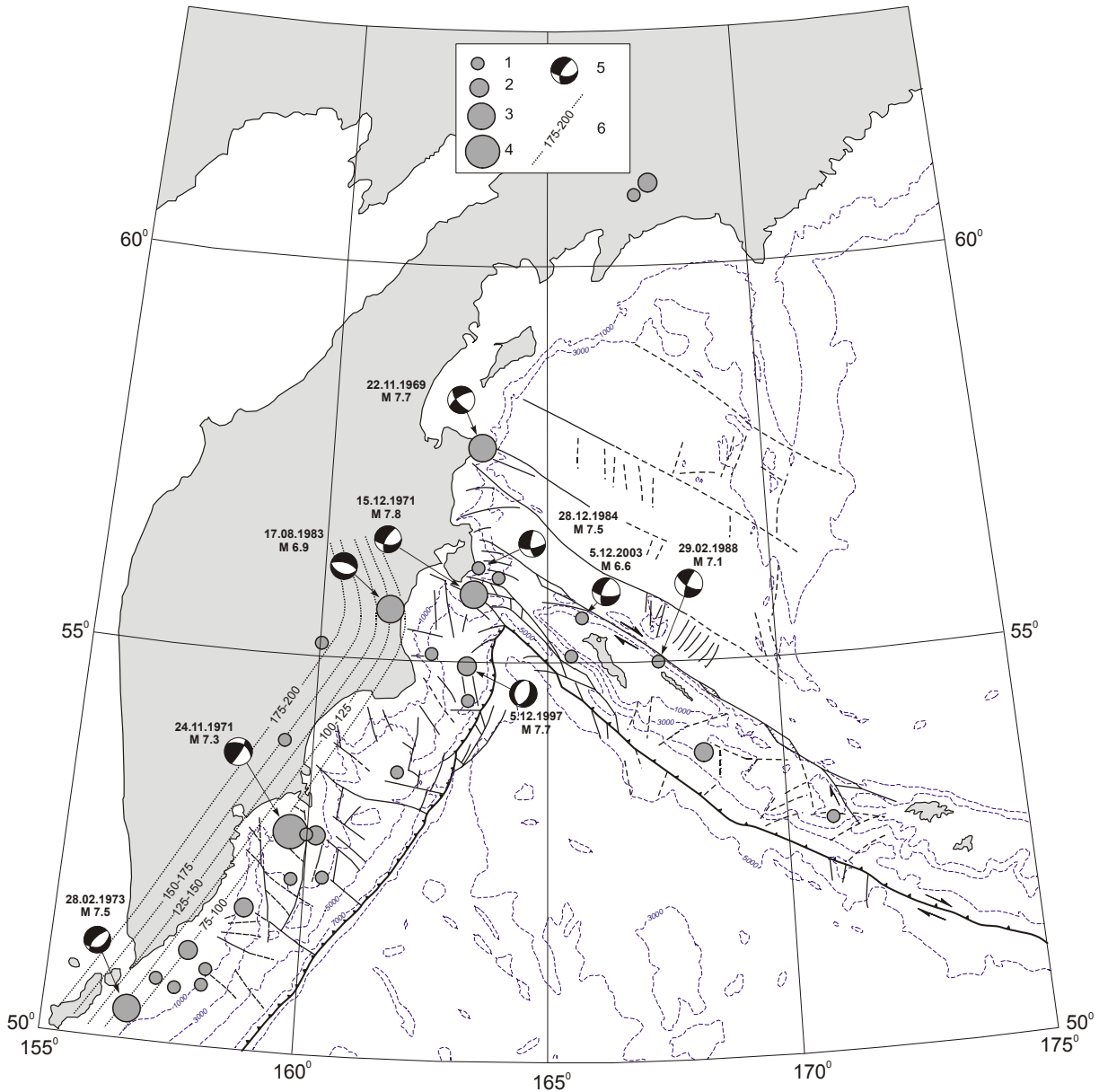


Рис. 2.11. Сильнейшие землетрясения региона ( $K_s \geq 14$ ) за период 1962-2007 гг.

1-4 - эпицентры землетрясений энергетических классов: 1 -  $K_s = 14.0-14.5$ , 2 -  $K_s = 14.5-15.0$ , 3 -  $K_s = 15.0-15.5$ , 4 -  $K_s = 15.5-16.0$ ; 5 - диаграммы механизмов очагов землетрясений в проекции на верхней полусфере сетки Вульфа (Зобин и др., 1988; 1989; Гусев и др., 1998); 6 - изолинии глубины залегания "средней линии" сейсмофокального слоя (км) по данным (Федотов и др., 1985). Прочие обозначения см. на рис. 1.7.

Эта закономерность отчетливо прослеживается по наклону сейсмофокальных зон на конвергентных границах литосферных плит Тихого океана. Так, например, пологими сейсмофокальными зонами отличаются Перуанско-Чилийская активная континентальная окраина и восточное окончание Алеутской островной дуги (её «алюскинский» сектор), где поглощаются сравнительно «тёплые» литосферные блоки миоцен-олигоценного возраста. Важной особенностью таких зон субдукции является сравнительно большое расстояние между глубоководным желобом и внешним фронтом современного вулканического пояса, которое в указанных выше примерах достигает 350-400 км. (Simkin et al., 1989). В зонах субдукции западной части Тихого океана (Марианская, Японская и Курильская), как можно видеть по карте магнитных аномалий (рис.1.40), поглощаются сравнительно древние (и, соответственно, более «холодные») участки Тихоокеанской плиты с воз-

растом от средней юры до нижнего мела. Эти зоны субдукции, в отличие от упомянутых выше, характеризуются значительными (до 55-60°) наклонами сейсмофокальных зон и сравнительно небольшой удалённостью глубоководного желоба от внешнего фронта современного вулканического пояса (180-220 км).

Упомянутые выше закономерности дают основания полагать, что наиболее вероятной причиной различного наклона северного и южного участков камчатской сейсмофокальной зоны и её отклонения на запад является субдукция под Камчатку термодинамически разнородных литосферных блоков Тихоокеанской плиты: более «прогретого» на севере и «холодного» на юге. Этим представлениям вполне соответствуют также особенности распределения теплового потока и гравитационных аномалий, о которых речь пойдет в последующих разделах.

Неизбежным следствием субдукции разнородных литосферных блоков является образование по границе этих блоков литосферной структуры, напоминающей очень короткий трансформный разлом (трансформное сочленение) типа дуга-дуга, а также формирование в нависающей плите поперечной к дуге сдвиговой зоны, развивающейся, в данном случае, по схеме левосторонней зоны сдвиговых дислокаций. Этой сдвиговой зоне на территории Камчатки должен соответствовать парагенетически связанный комплекс структур с преобладанием крупных субширотно ориентированных левосторонних сбросо-сдвигов и связанных с ними грабенов СВ простирания. Похожий комплекс современных и новейших структур в центральной части Восточной Камчатки известен (Ермаков и др., 1974). К нему, в первую очередь, относятся крупные субширотно ориентированные зоны разрывных нарушений Толбачинско-Андриановская, Щапинско-Чажминская и Мильковско-Кроноцкая, выделенные О.И. Супруненко и Г.П. Декиным (Супруненко, Декин, 1968а,б; Супруненко, 1970) и описанные в качестве сбросо-сдвигов. В дальнейшем эти разломы были прослежены до Западной Камчатки и названы Кроноцко-Крутогоровской зоной субширотных разломов (Супруненко и др., 1973). О современной активности этих разломов свидетельствуют данные сейсмологических наблюдений (Федотов, Шумилина, 1971; Гордеев и др., 1991). Пока остаётся открытым вопрос о преобладающем направлении новейших сдвиговых смещений по сбросо-сдвигам Кроноцко-Крутогоровской зоны. Правостороннее смещение комплексов верхнемезозойских-раннекайнозойских пород в районе кулисного сочленения хребтов Кумроч и Тумрок, приводимое в качестве единственного аргумента в пользу правостороннего характера смещений в восточной части этой зоны (Супруненко, Декин, 1968а), вряд ли имеет отношение к новейшей истории развития Камчатки. В то же время, северо-восточная ориентация молодых клиновидных грабенов, генетически связанных с широтными разломами восточной части Кроноцко-Крутогоровской зоны (например, грабены притоков реки Щапина в зоне Щапинско-Чажминского сбросо-сдвига), свидетельствует о левостороннем характере смещений. Этот же характер смещений преобладает в широтных разломах западной части Кроноцко-Крутогоровской зоны (Супруненко и др., 1973).

### 2.2.2. Западный сектор Алеутской дуги

Западный сектор Алеутской дуги по характеру сейсмичности резко отличается от более восточных её участков, а также от Курило-Камчатской и большинства других островных дуг. Основное отличие состоит в отсутствии здесь падающей под островную дугу сейсмофокальной зоны (Федотов и др., 1974), которая отчетливо выражена для восточного и центрального секторов Алеутской дуги, но постепенно вырождается с приближением к западному сектору и полностью исчезает в районе о-вов Ближние. Кроме того, сейсмичность западного сектора Алеутской дуги обусловлена исключительно мелкофокусными землетрясениями, гипоцентры которых крайне редко фиксируются на глубинах более 40-50 км. Отмечается также явная концентрация гипоцентров землетрясений под линейными структурами СЗ простирания западного окончания Алеутской дуги - под разломами Беринга и Стеллера и, в меньшей степени, под глубоководным желобом (Селиверстов, 1983). Всё это убедительно свидетельствует об отсутствии в пределах западного сектора Алеутской дуги современной зоны субдукции и подтверждает точку зрения исследователей, относящих этот участок дуги к зоне трансформного скольжения литосферных блоков. В соответствии с кинематикой движения литосферных плит, по западному сектору Алеутской дуги должно наблюдаться правостороннее смещение литосферных блоков. Эта точка зрения подтверждается данными сейсмологических наблюдений, что отмечалось многими исследователями.

Выше, в главе 1, мы рассматривали морфологические признаки новейших правосторонних смещений по структурам западного сектора Алеутской дуги. О современных правосторонних

смещениях по этим структурам свидетельствуют и механизмы очагов сильнейших сейсмических событий, зарегистрированных здесь за период детальных инструментальных наблюдений (рис.2.11). Так эпицентр землетрясения магнитудой 7.1, произошедшего 29 февраля 1988 года на северо-восточном склоне Командорского блока Алеутской дуги, пространственно приурочен к разлому Беринга. Данные о механизме очага этого землетрясения, представленные в работе (Зобин и др., 1989), свидетельствуют о том, что одна из двух возможных нодальных плоскостей ориентирована по простиранию этого разлома (СЗ-ЮВ), при этом характер смещений соответствует правостороннему сдвигу. Аналогичное фокальное решение имеет и землетрясение с магнитудой 6.6, произошедшее 5 декабря 2003 г.

Два других сильнейших землетрясения (15 декабря 1971 г. и 28 декабря 1984 г. магнитудой 7.8 и 7.5 соответственно) с эпицентрами у южного окончания п-ова Камчатский и мыса Африка пространственно приурочены к зоне развития субширотных структур, осложняющих континентальный склон Восточной Камчатки в районе п-ова Камчатский. Ранее отмечалось, что эти структуры отнесены нами к головным чешуйчатым веерам сжатия на западном завершении разломов Беринга и Стеллера и должны контролироваться системой субширотных правосторонних сдвиго-взбросов. Фокальные решения по этим землетрясениям, представленные в работе (Зобин и др., 1988), очень схожи и оба содержат нодальную плоскость субширотного простирания с падением на север и с правосторонним сдвиго-взбросовым характером смещений по ней.

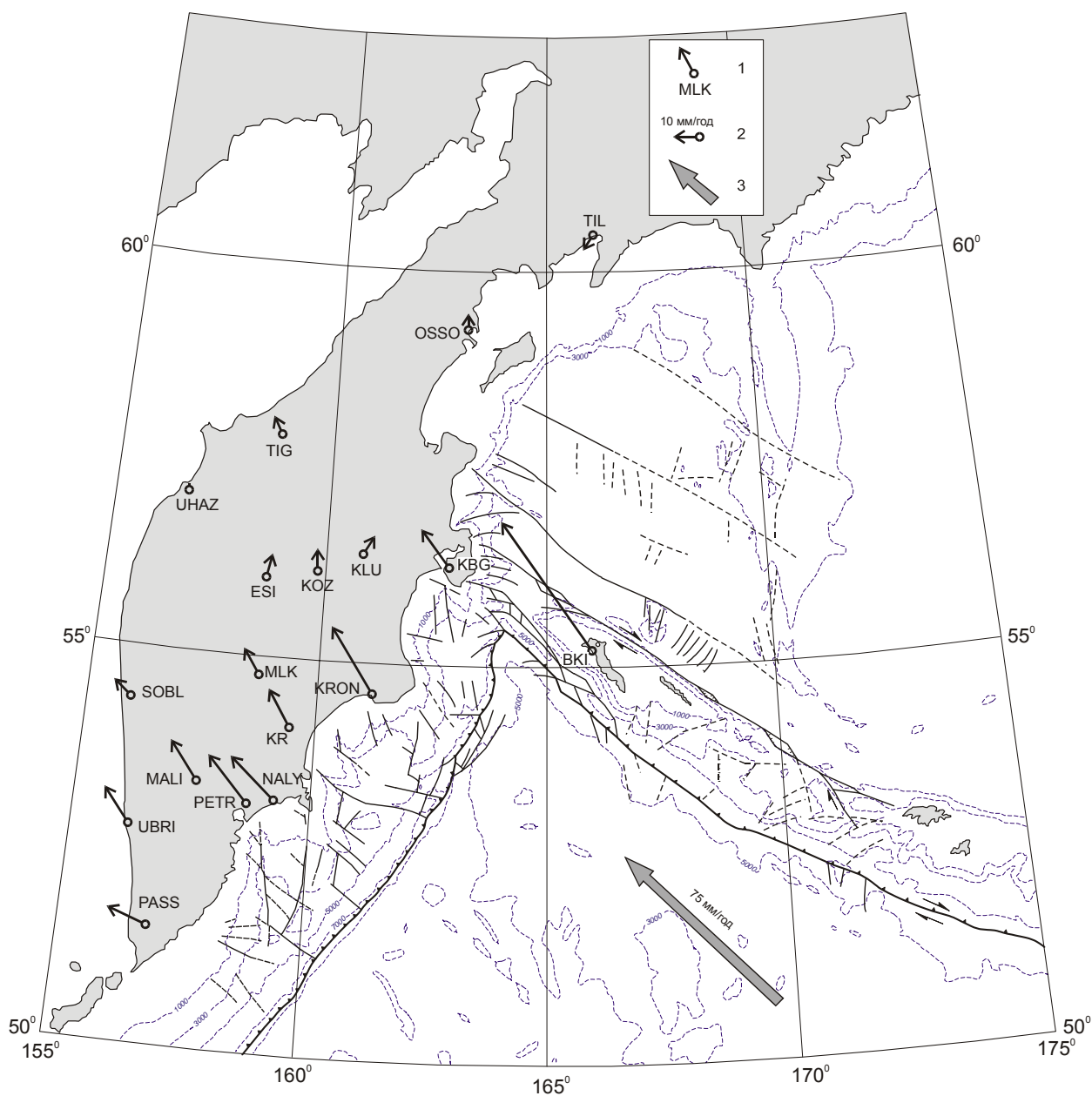
Весьма интересные сведения об особенностях проявления современной активности структур западного окончания Алеутской дуги могут быть получены из анализа данных GPS-наблюдений за современными движениями земной коры. На рис.2.12. представлена схема современных горизонтальных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах согласно работе (Левин и др., 2006). Из представленной схемы следует, что за последние несколько лет о. Беринга приближался к Камчатке со скоростью около 50 мм/год. Напомним, что средняя скорость схождения Тихоокеанской и Евразийской плит в районе Камчатки согласно (Simkin et al., 1989; Gorbatov, Kostoglodov, 1997) составляет около 75 мм/год. Т.е. Командорские острова приближаются к Камчатке со скоростью, составляющей 2/3 скорости схождения Тихоокеанской и Евразийской плит. Иными словами, Командорский блок Алеутского хребта приближался к Камчатке вместе с Тихоокеанской плитой практически как одно целое, при этом сближение Командорского блока с Камчаткой компенсируется развитием надвиговых структур в головных веерах сжатия разлома Беринга. Из этого факта можно сделать интересные выводы. Во-первых, в настоящее время правостороннее смещение Тихоокеанской плиты относительно структур Командорской котловины в основном реализуется не по Алеутскому желобу, а по разлому Беринга, находящемуся в тылу Командорского блока. Во-вторых, геодинамическое «затишье» западного участка Алеутского желоба в качестве правостороннего сдвига, подтверждаемое также отсутствием в его пределах за период инструментальных наблюдений сильных землетрясений, вероятнее всего - временное явление. Т.е. западный сектор Алеутского желоба, по-видимому, является «сейсмической брешью» (по определению С.А. Федотова), и в этом случае его следует рассматривать в качестве возможного очага сильнейшего землетрясения.

Приведённые примеры свидетельствуют, во-первых, об унаследованности современных тектонических движений новейшим, дешифрируемым по морфологическим признакам, и, во-вторых, о явной тенденции к концентрации сильнейших сейсмических событий к областям сочленения крупнейших сдвиговых зон западного окончания Алеутской дуги с континентальным склоном Восточной Камчатки, т.е. о влиянии западного окончания Алеутской дуги на сейсмичность камчатских структур.

Отмеченную выше тенденцию можно проследить и по западному обрамлению Командорской котловины для линеаментов СЗ простирания. Так гипоцентр землетрясения с магнитудой 7.7, произошедшего 11 ноября 1969 г. у восточного побережья п-ова Озерной, пространственно связан с западным завершением линеамента Альфа (в пределах точности измерений). Анализ механизма очага этого землетрясения, представленный в работе (Зобин и др., 1988), указывает на ориентацию одной из возможных нодальных плоскостей по простиранию линеамента и правостороннем сдвиговом характере смещений по этой плоскости. Хотя авторы указанной работы, основываясь на пространственном распределении афтершоков, предпочли другую нодальную плоскость, представляется, что с учетом большой протяженности линеамента Альфа (более 500 км), эта структура вполне могла иметь сейсмический момент, соответствующий событию столь значительной магнитуды. Напомним также, что для линеамента Альфа установлены пространственные парагенетические соотношения со структурами растяжения южной части Командорской котловины,



характерные для правосторонних зон сдвиговых дислокаций СЗ простирания (см. разделы 1.3 и 1.5). Движения по этой сдвиговой зоне в любом случае должны были обусловить возникновение «узловой точки» для концентрации напряжений при смещениях по секущей структуре, которой здесь может соответствовать «отмирающая» командорская ветвь камчатской зоны субдукции.



**Рис. 2.12.** Современные движения земной коры в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг.

1 - горизонтальные составляющие скоростей современных движений земной коры в пунктах наблюдения на территории Камчатки и Командорских островов относительно пункта наблюдений “Магадан” за период 1997-2004 гг. по данным (Левин и др., 2006); 2 - масштаб горизонтальной составляющей современных движений земной коры; 3 - вектор скорости перемещения Тихоокеанской плиты относительно Евразийской (Gorbatov, Kostoglodov, 1997). Прочие обозначения см. на рис. 1.7.

Повышенная концентрация эпицентров землетрясений намечается и на западных окончаниях двух других «транскомандорских» линейментов - Гамма и Дельта (соответственно, у южной части о. Карагинский и к югу от п-овов Ильпенский и Говена). Хотя сильнейшие землетрясения с энергетическим классом порядка 14 и выше за период инструментальных наблюдений здесь не отмечались, протяженность упомянутых структур вполне достаточна для подготовки таких землетрясений.

Необходимо отметить, что структуры западного окончания Алеутской дуги своими периферийными зонами глубоко проникают на территорию Камчатки, но это обстоятельство до настоящего времени далеко не в полной мере учитывается при сейсмическом районировании. Так структура Алеутского глубоководного желоба завершается на континентальном склоне Восточной Камчатки зоной развития субширотных структур, которая непрерывно прослеживается в западном направлении до устья реки Камчатка и, по-видимому, следует дальше, контролируя положение субширотного участка русла этой реки, т.е. пересекает хребет Кумроч, и достигает населённых пунктов Ключи и Козыревск. Таким образом, не исключено, что указанные населённые пункты, как и п. Усть-Камчатск, находятся в пределах зоны новейших дислокаций, парагенетически составляющей единое целое с западным окончанием Алеутского желоба, т.е. имеющей колоссальную протяженность, несомненно достаточную для подготовки землетрясений с магнитудой порядка 8, и отличающуюся исключительно высокой современной тектонической активностью, характерной для границ литосферных плит. В связи с этим, представляется очевидной практическая важность детального и комплексного изучения структур западного окончания Алеутской островной дуги и их продолжения на территории Камчатки.

### 2.3. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА

В геотермическом отношении акватории Камчатско-Командорского региона относятся, пожалуй, к наиболее изученным (рис.1.1). К настоящему времени характеристики теплового потока измерены здесь на 169 станциях. Подавляющая часть измерений выполнена в экспедициях Института вулканологии на НИС «Вулканолог» (147 станций). 14 станций теплового потока выполнено здесь в экспедициях Института океанологии на НИС «Дмитрий Менделеев» и 8 станций - в экспедициях зарубежных исследователей на судах «Vema» и «Robert D.Conrad». Результаты этих исследований достаточно подробно освещены в опубликованных работах (Смирнов, Сугробов, 1979; 1980 а,б; Смирнов и др., 1982; 1991; Галушкин и др., 1986; Муравьёв и др., 1990; Селиверстов и др., 1995а; Селиверстов, 1998).

Здесь мы кратко отметим лишь некоторые из выявленных закономерностей в распределении измеренных значений теплового потока, являющихся ключевыми для понимания геодинамических условий в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Однако вначале обратим внимание на один из нерешенных методических вопросов, существенно ограничивающий применимость геотермических данных для геодинамических построений в пределах рассматриваемого региона. Это вопрос об учете искажающего влияния на измеренные значения теплового потока современных процессов осадконакопления.

На представленной схеме измеренных значений теплового потока (рис.2.13) выделяются области аномально низких значений в котловинах заливов Восточной Камчатки и осевых зонах глубоководных желобов. Несколько сравнительно низких значений теплового потока на фоне окружающих аномально высоких значений получено и в западной части Командорской котловины, у основания континентального склона Восточной Камчатки. Эти аномальные области большинство исследователей вполне обоснованно объясняют высокими скоростями четвертичного осадконакопления. Действительно, все эти области совпадают с установленными по сейсмоакустическим данным районами плейстоценовой (иногда - и голоценовой) лавинной седиментации, в том числе и в западной части Командорской котловины, где специально проведенные нами исследования показали приуроченность всех аномально низких измеренных значений теплового потока к участкам дна с морфологическими признаками деятельности мутьевых потоков (на схеме измеренных значений теплового потока показано положение долин, контролировавших гравитационные потоки обломочного материала в верхнеплейстоцен-голоценовое время).

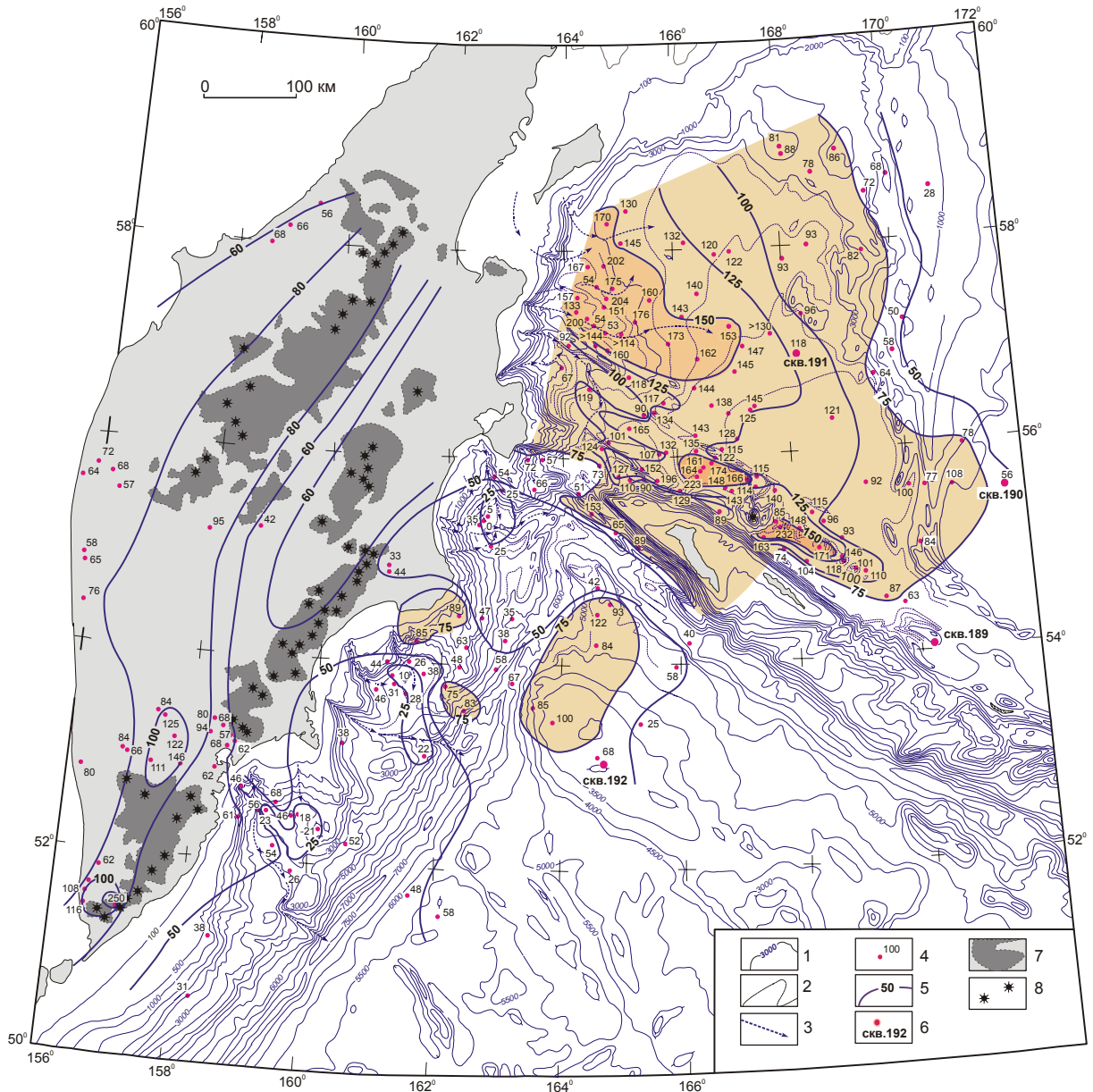


Рис.2.13. Схема измеренных значений теплового потока акваторий Камчатско - Командорского региона.

1-2 - изобаты (м): 1 - основные, 2 - дополнительные; 3 - наиболее вероятные пути перемещения обломочного материала подводными гравитационными потоками в верхнем плейстоцене - голоцене; 4 - точки измерения характеристик теплового потока с указанием измеренных значений теплового потока ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ); 5 - изолинии измеренных значений теплового потока ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ); 6 - скважины глубоководного бурения; 7 - зоны проявлений четвертичного вулканизма на территории Камчатки; 8 - современные вулканы. Для территории Камчатки данные по тепловому потоку приведены в соответствии с работой (Смирнов и др., 1991).

Для учета искажающего влияния осадконакопления, при вычислении фонового теплового потока в таких районах, предпринимаются попытки ввода специальных поправок. В отношении перечисленных выше районов такие попытки предприняты в работах (Смирнов, Сугробов, 1980а; Смирнов и др., 1982). Однако следует заметить, что для районов лавинной седиментации вычисление указанных поправок по принятой до настоящего времени методике вряд ли способно в полной мере устранить искажающее влияние этого фактора.

Основной недостаток этой методики состоит в том, что для отдельных интервалов геологического времени, в том числе и для четвертичного периода, скорость осадконакопления принимается постоянной, что не соответствует реальному процессу лавинной седиментации. По данным глубоководного бурения установлено, что скорость осадконакопления в таких районах резко различалась в периоды высоких и низких уровней океана, и практически весь объем терригенных толщ здесь отложен в периоды низких уровней океана, когда скорость осадконакопления пример-

но вдвое превышала среднюю для четвертичного времени величину. Последний такой период, соответствующий двум фазам верхнеплейстоценового оледенения, закончился всего 10 тыс. лет назад и термодинамическое состояние верхней толщи осадков еще в значительной мере должно находиться под влиянием условий осадконакопления этого периода. Поскольку максимальная зависимость величины поправок от скорости осадконакопления характерна именно для высоких скоростей осадконакопления, есть все основания полагать, что фоновые значения теплового потока, представленные в упомянутых выше работах, для областей лавинной седиментации существенно занижены. При этом вариации измеренных значений теплового потока в пределах таких областей могут быть лишь отражением латеральной неоднородности условий седиментации, обусловленной расчленённостью рельефа, невыдержанностью и сложностью геологического строения по простиранию континентального склона.

Теоретические основы методики расчета поправок для случая неравномерного осадконакопления пока не разработаны. Кроме того, для корректного решения этой задачи необходимы конкретные сведения о скоростях осадконакопления по каждой из регрессивных стадий плейстоцена, особенно двум последним, для каждой из аномальных областей. Это крайне сложная задача, но до её решения к оценкам фоновых значений теплового потока в областях лавинной седиментации следует относиться весьма осторожно. Следует также отметить, что в седиментационных впадинах заливов Восточной Камчатки в ряде случаев получены близкие к нулевым и даже отрицательные значения геотермического градиента, которые, по мнению Я.Б. Смирнова (*Смирнов, Сугробов, 1980а*), вообще нельзя объяснить высокими скоростями осадконакопления, если не предполагать мгновенного отложения в голоцене осадочных тел определённой мощности, т.е. влияния оползневых процессов. В данной работе мы вообще исключаем из рассмотрения сведения по тепловому потоку для этих областей, констатируя лишь их явно неравновесное термодинамическое состояние, обусловленное аномальными условиями осадконакопления.

Ниже мы рассмотрим некоторые особенности распределения измеренных значений теплового потока в Командорской котловине Берингова моря, на возвышенности Обручева и в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов.

### 2.3.1. Командорская котловина

Средние скорости четвертичного осадконакопления в Командорской котловине были гораздо меньше, чем в седиментационных впадинах заливов Восточной Камчатки. Тем не менее, по режиму осадконакопления она в значительной мере относится к районам лавинной седиментации. Сравнительно плоский рельеф дна и выдержанность по простиранию горизонтов в верхней части осадочного разреза свидетельствуют о латеральной однородности процессов седиментации в пределах практически всей котловины (за исключением участков дна в западной её части, у основания континентального склона Восточной Камчатки) и дают основания полагать, что пространственные вариации измеренных значений теплового потока здесь непосредственно связаны с аномалиями фонового теплового потока. Максимальная поправка за осадконакопление для Командорской котловины по данным (*Галушкин и др., 1986*) может достигать 30% от измеренных значений. Хотя вопрос о точных количественных оценках последнего здесь также остаётся открытым, представляется очевидным, что более точный учет искажающего влияния процессов осадконакопления лишь увеличит те аномально высокие значения теплового потока на акватории котловины, которые, собственно, и представляют здесь основной интерес.

Командорская котловина в геотермическом отношении является наиболее изученным районом в пределах рассматриваемого региона. Здесь выполнено более 100 результативных станций теплового потока, из них подавляющая часть выполнена в экспедициях Института вулканологии на НИС «Вулканолог» (рейсы 2, 12, 18, 26, 28, 32 и 39). Обобщение результатов этих исследований представлено в работе (*Селиверстов и др., 1995а; Селиверстов, 1998*).

Сравнивая схемы измеренных значений теплового потока (рис.2.13), рельефа дна (рис.1.2) и новейшей тектоники (рис.1.7), несложно сделать заключение о том, что в поле теплового потока Командорской котловины, особенно её ЮЗ части, достаточно отчетливо отразились основные структурные особенности, в том числе и «транскомандорские» линеаменты СЗ простирания Беринга, Альфа и Гамма. Между линеаментами Беринга и Альфа заключена зона аномально высоких значений теплового потока, достигающих  $230 \text{ мВт/м}^2$  (здесь и далее упоминаются измеренные значения теплового потока), совпадающая с поднятием СЗ простирания акустического фундамента южной части котловины. Линеаментам Беринга и Альфа здесь соответствуют повышенные гради-

енты теплового потока. При этом локальные максимумы значений теплового потока, ограниченные изолинией  $150 \text{ мВт/м}^2$ , расположены симметрично относительно крупной вулканотектонической структуры, включающей грабен Командор и массив Вулканологов. Упомянутая особенность геотермического поля характерна для современных и новейших рифтовых зон. Напомним, что южная часть Командорской котловины по особенностям строения осадочного чехла является областью, где наиболее ярко выражены новейшие структуры растяжения (грабены, сбросы, раздвижки) субмеридионального простирания, что соответствует простиранию структур растяжения в зоне правосторонних сдвиговых дислокаций, ориентированной вдоль западного сектора Алеутской дуги. Поэтому представляется вполне обоснованным связывать аномально высокие значения теплового потока в южной части Командорской котловины с новейшим этапом тектономагматической активности, проявившимся в развитии структур растяжения упомянутой зоны сдвиговых дислокаций и внедрении по ним магматических тел.

Зоной аномально высоких значений теплового потока является также и западная часть Командорской котловины, точнее - её участок, заключенный между линеаменами Альфа и Гамма и непосредственно прилегающий к континентальному склону Восточной Камчатки между п-овом Озерной и о-вом Карагинский. Детальные геотермические исследования, позволившие установить границы этой зоны и построить изолинии измеренных значений теплового потока, были выполнены в 32 рейсе НИС «Вулканолог» в 1988 г. Её размеры весьма внушительны. Так площадь участка со значениями теплового потока более  $150 \text{ мВт/м}^2$  составляет не менее  $15\,000 \text{ км}^2$ , а со значениями более  $175 \text{ мВт/м}^2$  - около  $2\,500 \text{ км}^2$ . С зоной аномально высоких значений теплового потока в западной части Командорской котловины пространственно связаны линейные магнитные аномалии субмеридиональных простираний (см. раздел 1.6.3), т.е. простираний, характерных для структур растяжения упомянутой выше зоны СЗ ориентации правосторонних сдвиговых дислокаций.

Аномально высокие значения теплового потока и линейные магнитные аномалии в западной части Командорской котловины по расположению и ориентации относительно линеаamenta Альфа соответствуют периферийной зоне развития структур растяжения (головному чешуйчатому вееру растяжения) при реализации правосторонних сдвиговых смещений по этому линеаменту. Правостороннему характеру смещений вдоль линеаamenta Альфа соответствует также и расположение относительно этого линеаamenta структур растяжения в южной части Командорской котловины. Поэтому есть основания полагать, что зоны аномально высоких значений теплового потока как в южной, так и в западной частях котловины генетически неразрывно связаны друг с другом и, вместе с линеаменами Альфа, Беринга и западным сектором Алеутской дуги, составляют единую зону правосторонних сдвиговых дислокаций. Учитывая величину измеренных значений теплового потока в пределах упомянутых аномальных зон и рассматривая эти значения в качестве минимально возможной оценки величины фонового теплового потока, можно сделать заключение о плиоцен-четвертичном проявлении тектоно-магматической активности в южной и западной частях Командорской котловины.

Это был последний, но не единственный этап проявления тектономагматической активности на акватории Командорской котловины. Практически вся она отличается повышенными значениями теплового потока (более  $75 \text{ мВт/м}^2$ ), а около 70% её площади характеризуется значениями более  $100 \text{ мВт/м}^2$ . Результаты численного моделирования теплового поля Командорской котловины, представленные в работе (Яновский и др., 1997), свидетельствуют о том, что основной этап формирования её дна был связан с проявлением тектономагматической активности в олигоценемиоцене и вполне удовлетворительно объясняется механизмом спрединга на протяжении этого времени. О проявлении в это время на акватории Командорской котловины спрединговых процессов свидетельствуют и результаты интерпретации линейных магнитных аномалий (Валяшко и др., 1993).



### 2.3.2. Зона сочленения желобов и возвышенность Обручева

В результате геотермических исследований, выполненных в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г.) в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов, установлена нехарактерная для островных дуг особенность: подводные структуры западного окончания Алеутской островной дуги, в том числе и склоны западного окончания Алеутского желоба, отличаются повышенными значениями теплового потока. Более того, зона повышенных значений теплового потока глубоко проникает в пределы северного склона возвышенности Обручева. На этот интересный факт впервые обратил внимание Я.Б. Смирнов, который пытался объяснить его «...продвижением температурного фронта со стороны Командорской впадины» (Смирнов и др., 1982, стр.110). На наш взгляд, существует более простое объяснение этому явлению. Повышенные значения теплового потока в западной части Алеутского желоба и на северном склоне возвышенности Обручева обусловлены той же причиной, что и аномально высокие значения теплового потока в южной и западной частях Командорской котловины, т.е. являются, вероятнее всего, следствием проявления новейших тектономагматических процессов в единой зоне СЗ простираения правосторонних сдвиговых дислокаций, включающей не только западное окончание Алеутской дуги, но и обширные участки дна к северу и югу от него.

Из представленной на рис.2.13 схемы видно, что повышенные значения теплового потока прослеживаются в южном направлении до привершинной части возвышенности Обручева. Из сказанного следует, что напротив северного участка камчатской зоны субдукции находится литосферный блок Тихоокеанской плиты, существенно отличающийся по термодинамическим характеристикам и физическим свойствам от более южных её участков.

Из разработанных к настоящему времени моделей зон субдукции следует, что основные характеристики этих зон (такие, как положение вулканической дуги, интенсивность проявления задуговых процессов, наклон сейсмофокальной зоны, относительное положение гравитационного минимума и рельеф дна в районе глубоководного желоба) в первую очередь определяются термодинамическими свойствами взаимодействующих в зоне субдукции литосферных блоков. Поэтому субдукция под Камчатку разнородных литосферных блоков Тихоокеанской плиты должна иметь глубокие геодинамические следствия, которые не могли не отразиться на особенностях проявления новейшей тектоники, современного вулканизма и сейсмичности на Камчатке.

При имеющем место распределении теплового потока, под континентальный склон Восточной Камчатки напротив Камчатского залива должен субдуцироваться более «прогретый» и лёгкий литосферный блок, чем в расположенных южнее участках камчатской зоны субдукции. По этой причине северный участок островной дуги должен отличаться от расположенных южнее участков более пологой зоной субдукции. Неизбежным следствием этого должно стать развитие в зоне субдукции левостороннего трансформного сочленения типа дуга-дуга по границе разнородных литосферных блоков, т.е. ориентировочно - по подводному продолжению структуры Кроноцкого п-ова. Южнее этого сочленения в камчатской зоне субдукции поглощается «холодная» тихоокеанская литосфера позднемезозойского возраста, что соответствует современным геодинамическим условиям островной дуги (Кеннет, 1987). Севернее упомянутого сочленения субдуцируется более прогретая и легкая литосфера, и соответствующий участок дуги должен характеризоваться более пологой сейсмофокальной зоной, относительным смещением на запад зоны современного вулканизма, меньшими глубинами глубоководного желоба. Все эти признаки отчетливо различимы для северного участка камчатской зоны субдукции. Это даёт основания полагать, что современные геодинамические условия в пределах северного окончания Курило-Камчатской островной дуги, по сравнению с более южными её участками, определяются субдукцией разуплотнённого литосферного блока Тихоокеанской плиты и отличаются большим соответствием геодинамическому режиму активной континентальной окраины.

Аномально высокие значения теплового потока в привершинной части возвышенности Обручева явно не соответствуют её возрасту. Маастрихтскому возрасту вулканического фундамента этой возвышенности, вскрытого скв.192, должны соответствовать значения кондуктивного теплового потока не более 55-60 мВт/м<sup>2</sup> (Parsons, Sclater, 1977), даже если пренебречь влиянием осадконакопления. Полученные здесь значения порядка 75-100 мВт/м<sup>2</sup> свидетельствуют о проявлении на вершине возвышенности Обручева тектономагматической активности в более позднее, по видимому в эоцен-олигоценное или более позднее время. Напомним, что по юго-западному склону и привершинной части возвышенности Обручева предполагается продолжение структур зоны

Императорского разлома (см. главу 1), и аномально высокие значения теплового потока здесь могут быть связаны с активизацией этой зоны в эоцен-олигоценное или более позднее время.

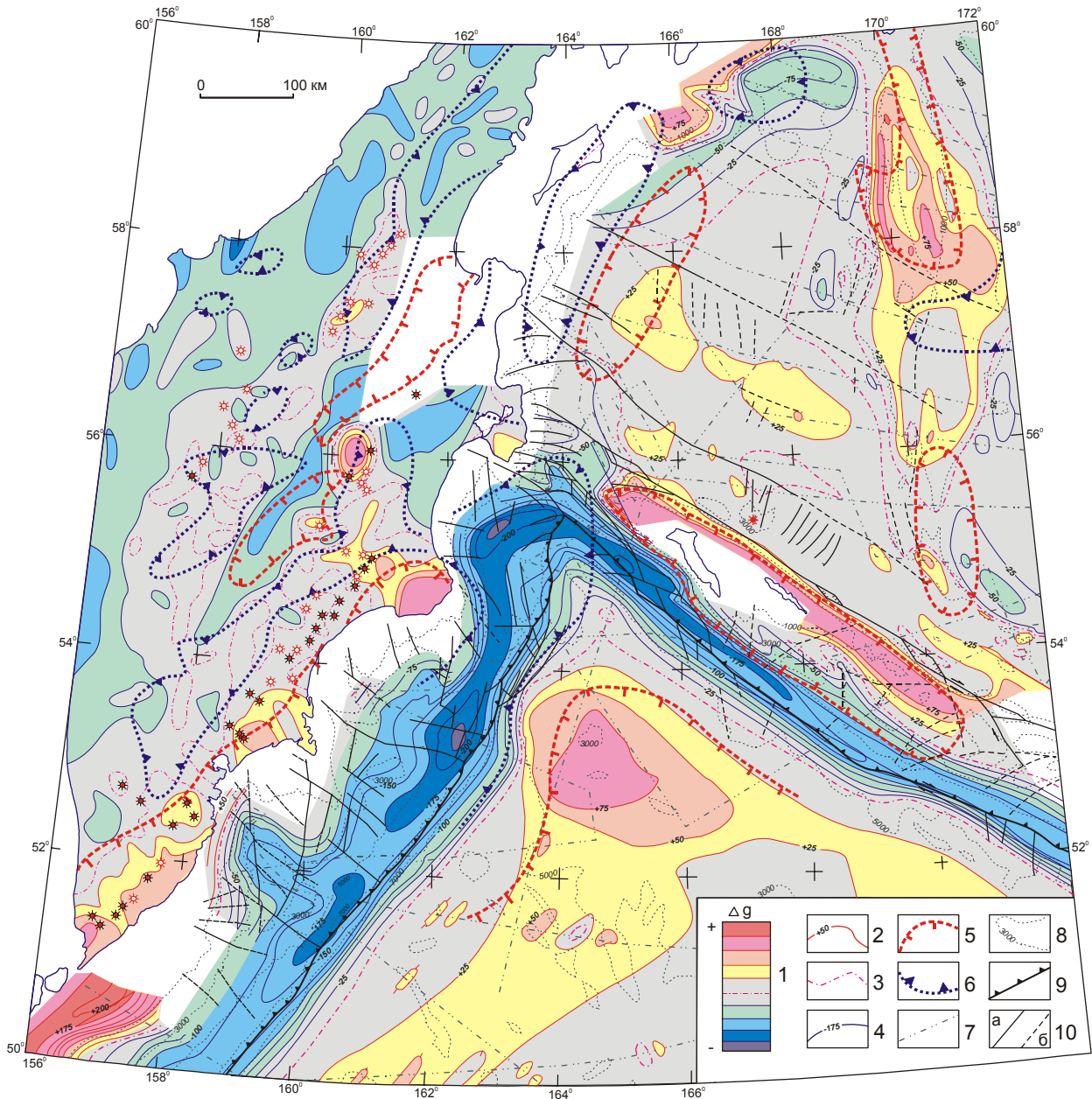
#### 2.4. ПОДВОДНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ

На рис.2.14 представлена схема аномалий гравитационного поля Камчатско-Командорского региона. Для акваторий приведены положение гравиметрических галсов и изолинии аномального гравитационного поля в редукции Фая с сечением 25 мГал в соответствии с работами (*Watts et al., 1975; 1977*), а также положение изостатических аномалий гравитационного поля по данным (*Гайнанов и др., 1970*). Для территории Камчатки на схеме показаны элементы аномального гравитационного поля в редукции Фая и положение изостатических аномалий в соответствии с работой (*Павлов, Портнягина, 1975*). На схеме показаны также новейшие разрывные нарушения, выделенные по морфологическим признакам (согласно схеме на рис.1.7) и основные изобаты в соответствии с представленной ранее батиметрической картой (рис.1.2). Использованные при составлении схемы гравиметрические карты (*Watts et al., 1975; 1977*) основаны на редкой сети наблюдений и не отличаются подробностью, но их несомненным достоинством является то, что они опубликованы в достаточно крупном масштабе (1:2500000), допускающем весьма точное (вблизи линий гравиметрических наблюдений) пространственное сопоставление гравиметрических аномалий и подводных морфоструктур, выделенных по данным батиметрии и сейсмопрофилрования. Кратко остановимся на некоторых результатах этого сопоставления.

Важной чертой современных зон субдукции является наличие гравитационного минимума (в редукции Фая), приуроченного, к осевой части глубоководного желоба и несколько смещенного в сторону его внутреннего борта. Такой минимум отчетливо прослеживается для сочленяющихся Курило-Камчатского и Алеутского желобов. Величина смещения гравитационного минимума в сторону внутреннего борта для камчатской ветви Курило-Камчатского желоба в среднем составляет 18-20 км. Однако северное окончание камчатской ветви желоба (севернее структуры Кроноцкого п-ова) существенно отличается от более южных его участков по ряду параметров, в том числе и по величине смещения гравитационного минимума, которая здесь резко возрастает и достигает 75-80 км. Как отмечалось в предыдущем разделе, подобное поведение гравитационного минимума обусловлено, вероятнее всего, субдукцией под Камчатку разнородных литосферных блоков, существенно различающихся по своим термодинамическим характеристикам и физическим свойствам севернее и южнее поперечной к дуге зоны СЗ простирания, ориентированной вдоль структуры Кроноцкого п-ова. Смещение гравитационного минимума по этой зоне носит левосторонний характер. Аналогичное (левостороннее) смещение по продолжению этой зоны отмечается для Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч относительно Восточного вулканического пояса

Важно отметить, что к самой структуре Кроноцкого п-ова приурочены положительные гравитационные аномалии в свободном воздухе и изостатическая с максимальной для Восточной Камчатки интенсивностью, которые, совместно с гравитационным минимумом в юго-восточной части Камчатского залива, образуют своеобразную структуру гравитационного поля, ориентированную вкрест камчатской зоне субдукции. Признаки аналогичной структуры гравитационного поля различимы и для южной части Авачинского залива.

Величина гравитационного минимума, связанного с камчатской ветвью глубоководного желоба, непостоянна по его простиранию. Можно выделить три зоны экстремальных значений гравитационного минимума. Первая из них находится в восточной части Камчатского залива. Здесь значения аномального поля в свободном воздухе составляют менее -225 мГал. Вторая аналогичная по величине зона экстремальных значений расположена южнее и приурочена к южному окончанию подводного Кроноцкого хребта в месте его сочленения с внутренним бортом глубоководного желоба. Значения гравитационного минимума здесь также составляют менее -225 мГал.



**Рис. 2.14.** Схема аномалий гравитационного поля.

Составлена по данным (Гайнанов и др., 1970; Павлов, Портнягина, 1975; Watts et al., 1975; 1977).

1 - относительная интенсивность аномалий гравитационного поля в редукции Фая; 2 - 4 - изолинии аномального гравитационного поля в редукции Фая для акваторий Камчатско-Командорского региона (мГал) по данным (Watts et al., 1975; 1977): положительные (2), нулевые (3) и отрицательные (4) значения поля; 5 - 6 - изостатические аномалии гравитационного поля положительные (5) и отрицательные (6): для акваторий - по данным (Гайнанов и др., 1970), для территории Камчатки - по данным (Павлов, Портнягина, 1975); 7 - положение гравиметрических профилей (Watts et al., 1975; 1977); 8 - изобаты (м); 9 - осевые зоны глубоководных желобов; 10 - новейшие разрывные нарушения, выделенные по морфологическим признакам: а - установленные, б - предполагаемые.

Третья зона экстремальных значений расположена напротив южной части Авачинского залива и, аналогично предыдущей, приурочена к южному окончанию хребта-барьера (хребта Шатского), к месту его сочленения с внутренним бортом глубоководного желоба. Значения аномального поля здесь составляют менее -175 мГал. Необходимо отметить, что все три упомянутые зоны экстремальных значений гравитационного минимума пространственно тяготеют к участкам дна с развитием мощных турбидитовых толщ в осевой части желоба и восточной части Камчатского залива, т.е. связаны с участками наиболее интенсивных новейших прогибаний.

Для западного окончания Алеутского желоба смещение гравитационного минимума относительно его осевой зоны существенно меньше, чем для Курило-Камчатского, и не превышает, как правило, 5-10 км, иногда уменьшаясь до нулевых значений. Кроме того, фактически отсутствует явно выраженная зона положительных аномалий Фая, соответствующая краевому океаническому валу и являющаяся неотъемлемой частью «гравитационной триады» классических гравитационных моделей зон субдукции (сама структура краевого океанического вала, как отмечалось выше, здесь также не выражена). Указанные особенности гравитационного поля не характерны для зон субдукции, но часто наблюдаются в зонах трансформных разломов (Дубинин, 1987; Ушаков и др., 1979). Таким образом, наблюдаемая структура аномального гравитационного поля подтверждает предположение о трансформном характере перемещения Тихоокеанской плиты относительно структур западного окончания Алеутской дуги и отсутствии здесь современных геодинамических условий субдукции.

Возвышенность Обручева выделяется изометричной зоной сравнительно высоких (более 75 мГал) положительных значений аномального поля в редукции Фая, существенно превышающих среднюю интенсивность аномального поля в пределах краевого океанического вала Курило-Камчатской островной дуги. Отмеченная ранее асимметрия возвышенности Обручева проявилась и в гравитационном поле, где максимальные градиенты поля отмечаются на её наиболее крутых западном и юго-западном склонах. Важной чертой возвышенности Обручева является наличие над ней крупной положительной изостатической аномалии, что не характерно для древних структур ложа океана и свидетельствует о проявлении в пределах этой структуры более поздних тектонических движений. Учитывая рассмотренные ранее морфоструктурные особенности возвышенности можно предположить, что упомянутые тектонические движения, вероятнее всего, унаследованно развивались по древней тектонически ослабленной зоне СЗ простираения, приуроченной к юго-западному склону возвышенности Обручева (находящемуся на продолжении зоны Императорского разлома).

В структуре аномального гравитационного поля Командорской котловины нашли отражение основные особенности её строения, установленные по данным сейсмопрофилирования, эхолотного промера и магнитной съёмки. Это относится, прежде всего, к структурам СЗ простираения: поднятиям акустического фундамента и «транскомандорским» линеаментам. Так обширное поднятие акустического фундамента, заключенное между линеаментами Альфа и Гамма, отчетливо прослеживается в структуре гравитационного поля зоной СЗ простираения положительных аномалий Фая интенсивностью 25-50 мГал, а ограничивающие это поднятие линеамента соответствуют зонам повышенных градиентов аномального поля.

На представленной схеме (рис.2.14) отсутствуют данные по участку котловины в тылу Командорских о-вов (поднятие Южно-Командорское и массив Вулканологов). В 1988 г. здесь на полигоне размером 100x150 км проведены геофизические исследования, в том числе и гравиметрические наблюдения, с борта судна «Север» силами Северо-Тихоокеанской геологоразведочной экспедиции ПГО «Дальморгео» (по данным Стерляговой Г.В., Оточкина В.В. и Ольшанского А.М.) по системе СВ галсов (7 галсов протяженностью около 100 км каждый) и субширотный секущий галс, протяженностью около 150 км. По данным этих исследований, поднятие акустического фундамента, заключенное между линеаментами Беринга и Альфа, включая массив Вулканологов, отчетливо выражено зоной СЗ простираения положительных аномалий Фая, при этом максимальные значения аномального поля отмечены над массивом Вулканологов. Грабену Командор соответствует локальная отрицательная аномалия, осложняющая зону СЗ простираения слабо отрицательных значений аномального поля, следующую вдоль линеамента Альфа.

Из представленной на рис.2.14 схемы гравитационных аномалий отчетливо видно, что «транскомандорские» линеамента Альфа, Гамма и Дельта прослеживаются не только в пределах Командорской котловины, но и в пределах её обрамления. Так структура хребта Ширшова - восточное обрамление котловины, разделена линеаментами Гамма и Дельта на три блока, существенно различающихся по характеру аномального гравитационного поля. Северный блок хребта, расположенный севернее линеамента Дельта, выделяется сравнительно высокими значениями аномалий Фая (более 75 мГал) и положительной изостатической аномалией (Гайнанов и др., 1970). Центральный блок, заключенный между линеаментами Дельта и Гамма, выделяется зоной слабых по-

ложительных аномалий Фая (менее 25 мГал) и отрицательной изостатической аномалией. И, наконец, южный блок хребта Ширшова, расположенный между линеаментами Гамма и Альфа, характеризуется близкими к нулевым значениями аномального поля и положительной изостатической аномалией. Таким образом, если считать, что упомянутые «транскомандорские» линеаменты контролировали процессы разрастания дна в различных секторах Командорской котловины, необходимо признать влияние этих процессов на формирование современной структуры хребта Ширшова.

Большой интерес для палеогеодинамических реконструкций региона представляет выделенная А.Г. Гайнановым (*Гайнанов и др., 1970*) система взаимосвязанных положительных и отрицательных изостатических аномалий в западной части Командорской котловины, которые он связывал с отсеченной, «отмирающей» частью Курило-Камчатской островной дуги, смещенной по разломам СЗ простирания примерно на 150 км к западу относительно современного положения её более южных участков. Это вполне соответствует изложенным в главе 1 представлениям о наложенном характере новейших структур западного окончания Алеутской островной дуги на структуры Восточной Камчатки в зоне их сочленения.

## 2.5. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 2

1. На основании пространственного анализа фоновой сейсмичности камчатской сейсмофокальной зоны за период 1962-2004 гг., проведенного с применением ГИС-технологий, подтверждено существование под Камчаткой двойного сейсмофокального слоя. Мощность этого слоя уменьшается с глубиной. Он полностью выклинивается на глубинах 180-200 км.

2. В распределении энергии фоновой сейсмичности нашли отражение латеральная неоднородность сейсмофокальной зоны по простиранию дуги, а также наличие поперечной к дуге глубинной сейсмоактивной зоны в южной части Камчатского залива. Последняя связывается с современной поперечной литосферной структурой, которая развивается в погружающейся Тихоокеанской плите из-за ее латеральной плотностной неоднородности.

3. Механизмы сильнейших землетрясений, зарегистрированных за период инструментальных наблюдений в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, а также данные о современных движениях земной коры, полученные за период инструментальных GPS-наблюдений, свидетельствуют об унаследованности современных горизонтальных тектонических движений новейшим, выявленным по геоморфологическим данным. В частности, выделенная по геоморфологическим данным новейшая правосторонняя сдвиговая зона, соответствующая западному сектору Алеутской островной дуги, находит соответствующее отражение в современных движениях земной коры и в механизмах сильнейших землетрясений.

4. Судя по данным GPS-наблюдений, современные движения Тихоокеанской плиты относительно структур Командорской котловины Берингова моря реализуются, в основном, по разлому Беринга, находящемуся в тылу Командорского блока Алеутской дуги. При этом западное окончание Алеутского желоба, по-видимому, может рассматриваться в качестве «сейсмической брешии», соответствующей возможному очагу сильнейшего землетрясения.

5. Положение зон аномально высоких значений теплового потока в Командорской котловине Берингова моря контролируется новейшими структурами растяжения, парагенетически связанными со структурами правосторонней сдвиговой зоны западного сектора Алеутской островной дуги.

6. Аномальные геодинамические характеристики северного окончания Курило-Камчатской островной дуги коррелируются с латеральной геотермической неоднородностью прилегающего участка Тихоокеанской плиты и особенностями распределения аномалий гравитационного поля в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба, что соответствует представлениям о субдукции под Камчатку разнородных литосферных блоков, различающихся, вероятно, по возрасту и физическим свойствам.

