

Н.И. Селиверстов

**ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ
ОСТРОВНЫХ ДУГ**



Селиверстов Николай Иванович

ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Петропавловск-Камчатский, 2009

УДК 551.46
ББК 26.38
С 291

**Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения
Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.**

Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им.Витуса Беринга 2009. 191 с.

Представлены результаты морских геолого-геофизических исследований, выполненных в Камчатско-Командорском регионе. Подробно проанализированы рельеф дна, структура осадков и аномальное магнитное поле прикамчатских акваторий, рассмотрены основные черты их геологического строения и новейшей тектоники. Проведен совместный анализ результатов морфоструктурных исследований и данных геотермических, гравиметрических, сейсмологических и GPS наблюдений, на основе которого разработаны новые представления о геодинамике зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг в концепции тектоники литосферных плит. На основе пространственного анализа сейсмофокальной зоны подтверждено существование под Камчаткой двойного сейсмофокального слоя. Изложены представления о глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты с учетом региональных особенностей его строения. Рассмотрены возможные геодинамические следствия этого явления. В качестве научной гипотезы рассмотрена палеогеодинамическая схема кайнозойской истории развития региона. Представлены основные положения гидроконвекционной гипотезы островодужного магматизма. Показана тесная связь сильнейших вулканических событий плейстоцена по западному обрамлению Тихого океана с регрессивными стадиями гляциоэвстатических циклов плейстоцена. Рассмотрены возможные механизмы влияния глобальных гидросферных процессов на вулканическую активность.

Представляет интерес для широкого круга специалистов в области геологии и геофизики, занимающихся изучением островных дуг и окраинных морей, а также для студентов и аспирантов соответствующих специальностей.

Ил. 75. Библ. 294 назв.

ВВЕДЕНИЕ

В книге рассмотрены различные аспекты проявления процессов внутренней и внешней геодинамики в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем. По сути, речь идет о геодинамических процессах в зоне взаимного влияния этих двух крупнейших островодужных систем, определивших новейшую историю тектонического развития и геологическое строение всего Камчатско-Командорского региона.

Как любой геологический объект, каждая островодужная система имеет индивидуальные, присущие только ей черты строения, обусловленные неповторимостью истории её геологического развития. В соответствии с этим, внешние проявления однотипных геодинамических процессов в каждой островной дуге индивидуальны и отличаются от постулируемых теоретическими моделями. При этом всегда находятся регионы, где эти отличия настолько существенны, что возникает вопрос о правомерности применяемой концепции. Исследование таких регионов представляет особый научный интерес, поскольку результаты этих исследований в конечном итоге приводят к развитию исходной геотектонической концепции, или коренному изменению представлений о геологической истории региона.

Объектом внимания данной работы является один из таких регионов - зона сочленения двух крупнейших островных дуг: Алеутской и Курило-Камчатской. Неоднократные попытки исследователей найти подход к истории развития этого региона в концепции тектоники литосферных плит всегда были предметом острой дискуссии и встречали вполне обоснованные возражения оппонентов. При этом наиболее серьезные из этих возражений относятся к кайнозойской истории развития региона, особенно к новейшему её этапу.

Очевидно, что для данного региона необходима разработка индивидуальной геодинамической схемы развития, учитывающей подобные отклонения от классических моделей. Однако любые палеогеодинамические построения убедительны лишь в том случае, если они не являются самоцелью, а логически следуют из объективного анализа важнейших особенностей геологического строения и новейшей тектоники региона.

В данной работе, на основании фактических данных, рассмотрены наиболее актуальные вопросы геодинамики региона, и сделана попытка ответить на них, не выходя за рамки основных положений тектоники литосферных плит.

В последние полтора десятилетия морские геолого-геофизические исследования в рассматриваемом регионе не проводились. Поэтому полученные здесь ранее результаты до настоящего времени не утратили своей актуальности и по-прежнему остаются единственной фактической основой для разработки различных представлений и теоретических построений. В связи с этим, а также из соображений целостности и логической завершенности изложения, автор счел необходимым включить в данную работу опубликованные ранее результаты исследований рельефа дна, структуры осадочного чехла, теплового потока, аномальных магнитного и гравитационного полей, а также сделанные на их основе выводы о геологическом строении и новейшей тектонике региона.

Первая глава и некоторые разделы последующих глав данной работы основаны на материалах морских геолого-геофизических исследований, полученных автором в период с 1977 по 1991 гг. в 15-ти морских экспедициях НИС «Вулканолог», посвященных изучению северо-западной части Тихого океана, Охотского и Берингова морей. Основные результаты этих исследований опубликованы в вышедшей в 1998 году монографии (*Селиверстов, 1998*). Она была издана сравнительно небольшим тиражом и в настоящее время практически недоступна широкому кругу исследователей.

Последующие главы содержат результаты более поздних исследований автора, опубликованные в ряде статей. Отметим наиболее интересные и важные из этих результатов.

Во 2-й главе приведены результаты пространственного анализа фоновой сейсмичности камчатской сейсмофокальной зоны, выполненного с применением ГИС-технологий, на основании которого подтверждено существование под Камчаткой «двойного сейсмофокального слоя». Дано объяснение этому явлению в концепции тектоники литосферных плит (*Селиверстов, 2007*). Рассмотрены особенности проявлений сейсмичности и современных движений земной коры в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.

В 3-й главе изложены представления о глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты, разработанные с учетом региональных особенностей его строения. На основе оценки глубинных температур, проведенной с учетом вероятного возраста литосферных блоков и особенностей строения осадочного чехла, показано, что северный участок Тихоокеанской плиты, расположенный напротив Ключевской группы вулканов, должен отличаться аномально высоким содержанием связанной воды. Рассмотрены возможные геодинамические следствия этого явления. В частности показано, что аномальные геодинамические характеристики на северном участке Курило-Камчатской дуги (смещение к западу вулканического пояса, выполаживание и незначительная протяженность сейсмофокальной зоны, гигантские размеры вулканических построек и отсутствие крупных кальдер) могут быть обусловлены аномально высокой степенью гидратации северного участка Тихоокеанской плиты (*Селиверстов, 2001a; 2003*).

В 4-й главе рассмотрены вопросы влияния процессов внешней геодинамики на проявления островодужного магматизма. Представлена гидроконвекционная гипотеза островодужного магматизма, соответствующая имеющимся к настоящему времени фактическим данным. Рассмотрено влияние глобальных гидросферных процессов на проявления островодужного магматизма. На основе анализа опубликованных данных, изучены временные связи между периодами глобального и регионального усиления эксплозивной вулканической активности в позднем кайнозое и эвстатическими циклами различных порядков. Показана тесная связь сильнейших вулканических событий плейстоцена по обрамлению Тихого океана, в частности – сильнейших плейстоценовых кальдерообразующих извержений на Камчатке и Курилах, с регрессивными стадиями гляциоэвстатических циклов. Рассмотрены возможные механизмы влияния глобальных гидросферных процессов на эксплозивную вулканическую активность (*Селиверстов, 2001б; 2004*).

Многие из представленных в настоящей работе положений не выходят за рамки научных гипотез и требуют экспериментальной проверки. Автор надеется, что они станут предметом конструктивных обсуждений и будут полезны при планировании и проведении экспериментальных исследований.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ ПРИКАМЧАТСКИХ АКВАТОРИЙ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

1.1. КРАТКИЙ ОБЗОР ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Данная работа основана на анализе большого количества фактического материала и результатов геолого-геофизических исследований, выполненных на прикамчатских акваториях за несколько десятилетий многими исследователями. Поэтому, прежде чем приступать к изложению результатов этого анализа, необходимо кратко напомнить основные этапы проведённых здесь исследований и отметить научные работы, содержащие важнейшие результаты этих исследований.

Начало планомерных морских геолого-геофизических исследований на прикамчатских акваториях можно отнести к периоду 1949 - 1955 гг. В это время Институт океанологии АН СССР осуществил широкую программу исследований северо-западной части Тихого океана, Охотского и Берингова морей. В частности, был выполнен значительный объем работ по измерению глубин и отбору проб грунта, что позволило существенно развить представления о морфологии дна этих акваторий и процессах современного осадконакопления (*Удинцев, 1954; 1955; Удинцев и др., 1959; Безруков, 1955; Канаев, 1959; Ильин, 1957; 1961; Затонский и др., 1961*). К этому же периоду относятся первые измерения гравитационного поля в Курило-Камчатском желобе и прилегающих акваториях (*Гайнанов, 1955*). В 1954 г. в 19 рейсе НИС «Витязь» к юго-востоку от Камчатки были предприняты первые попытки зондирования методом преломленных волн, позволившие получить данные о мощности осадочного слоя и скорости продольных волн в верхней части разреза (*Лисицын и др., 1957*).

Большое значение для изучения геологического строения региона имели геолого-геофизические исследования, выполненные здесь по программе Международного геофизического года (МГГ) в период 1957-1959 гг. По этой программе на прикамчатских акваториях впервые выполнено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) земной коры, проведены аэромагнитные и морские гравиметрические исследования. Исследования методом ГСЗ здесь были проведены по трем профилям (рис.1.1). Два из них ориентированы вкrest структур Курило-Камчатского желоба от мыса Лопатка (профиль 9-0) и от Авачинской бухты (профиль 7-0, 7-0С), третий - от южной части хр. Ширшова вкrest структур западного сектора Алеутской островной дуги (8-М, 8-0). Эти исследования впервые позволили изучить основные закономерности строения земной коры региона, выделить ее основные типы (*Строение ..., 1964*). В период МГГ были выполнены и первые аэромагнитные исследования аномального магнитного поля Курило-Камчатской островной дуги (*Соловьев, 1961*). Исследования выполнялись аэромагнитной партией ВНИИГеофизика МГ СССР. Аэромагнитные профили захватывали акватории океана на удалении до 500 км. Измерения проводились на высоте 2 км. Эти исследования впервые позволили получить представление об основных чертах магнитного поля и о характеристиках региональных аномалий на акваториях Курило-Камчатской островной дуги. В этот же период и последующие годы в пределах Курило-Камчатской дуги и Берингова моря выполнены измерения силы тяжести маятниковыми гравиметрами на подводных лодках и набортными катушеванными гравиметрами (*Гладун и др., 1963; Гайнанов и др., 1970; Гайнанов и др., 1974; Строев и др., 1976; Строев и др., 1980*).

В 1956-1959 гг. Западный геофизический трест, осуществляя аэромагнитную съемку территории Камчатки, прокладывает часть профилей над прилегающими акваториями Тихого океана. Всего над акваториями было отработано 29 профилей максимальной протяженностью до 300 км от берега на высоте 500 м (*Ривош, 1963*). В дальнейшем аэромагнитные исследования в Камчатско-Командорском регионе выполняются силами НПО «Севморгеология» (*Андиева и др., 1977; Ржевский и др., 1977; Шимараев, 1975*).

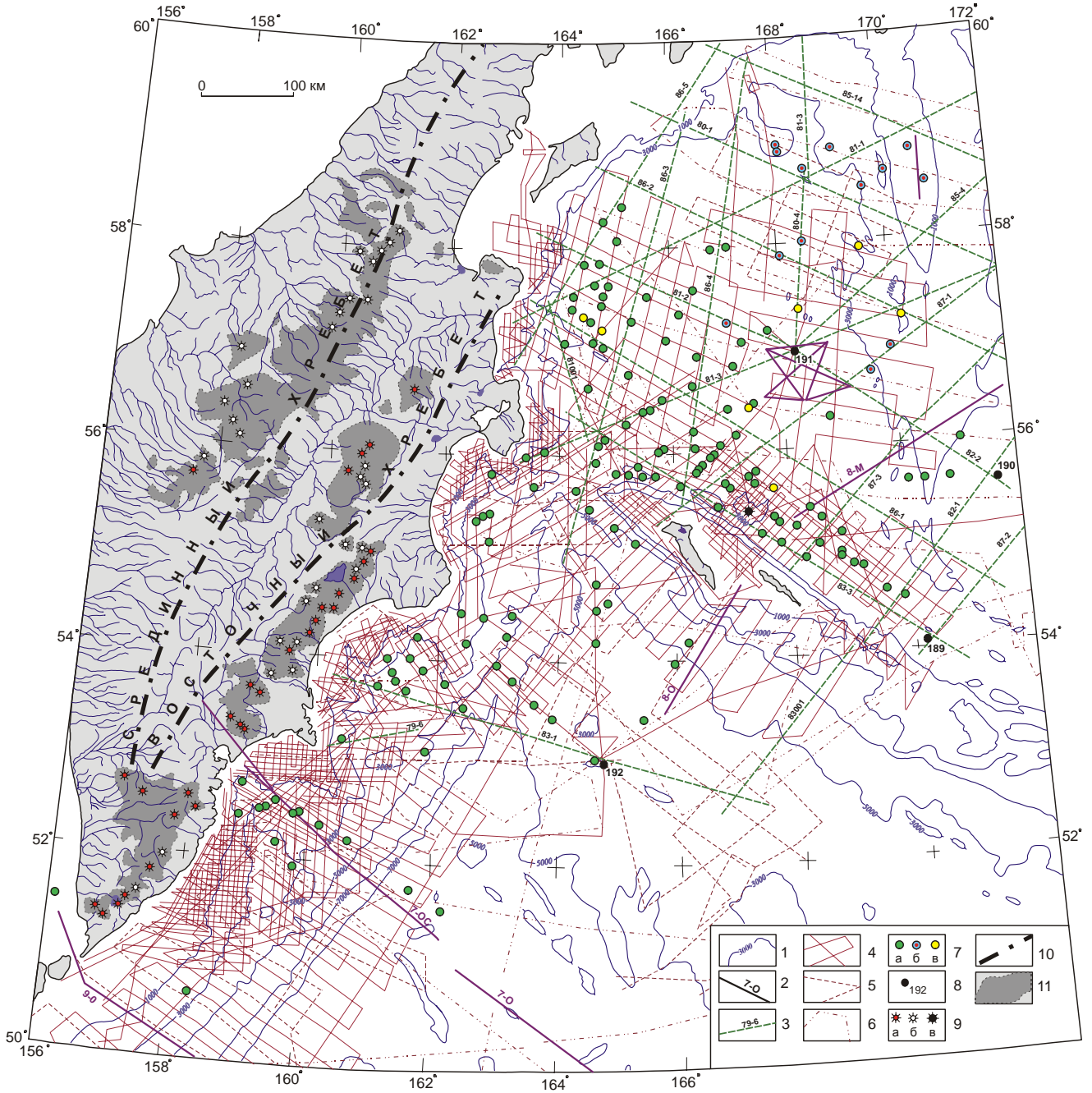


Рис. 1.1. Схема геофизической изученности прикамчатских акваторий.

1 - изобаты (м); 2 - профили глубинного сейсмического зондирования (*Строение...*, 1964; *Тулина и др.*, 1972; *Аносов и др.*, 1978; *Непрочнов и др.*, 1984; *Shor, Fornari*, 1976); 3 - профили МОВ ОГТ (*Голубев, Устинов*, 1981; *Устинов и др.*, 1985а, б; *Беляев и др.*, 1985; *Baranov et al.*, 1991); 4 - 6 - геофизические профили, выполненные: 4 - экспедициями Института вулканологии на НИС «Вулканолог», 5 - экспедициями САХКНИИ, ТОИ и ИО АН СССР на НИС «Пегас», «Каллисто» и «Дмитрий Менделеев» (*Гнибиденко и др.*, 1980; *Васильев, Удинцев*, 1982; *Валяшко и др.*, 1993), 6 - экспедициями зарубежных исследователей на судах «Vema», «Robert D. Conrad», и «Bartlett» (*Rabinowits, Cooper*, 1977; *Scholl et al.*, 1975); 7 а, б, в - станции измерения характеристик теплового потока, выполненных: а - экспедициями Института вулканологии на НИС «Вулканолог», б - экспедициями ИО АН на НИС «Дмитрий Менделеев», в - экспедициями зарубежных исследователей (*Langsets et al.*, 1980); 8 - скважины глубоководного бурения (*Initial Reports...*, 1973); 9 - современные вулканы: а - действующие, б - потухшие, в - подводные; 10 - крупнейшие хребты; 11 - зоны проявлений четвертичного вулканизма (*Геологическая карта...*, 1978).

В ноябре 1961 г. были начаты детальные сейсмологические наблюдения на Камчатке и Командорских островах, которые продолжаются до настоящего времени (Федотов и др., 1964; 1974; Зобин и др., 1988; Гордеев и др., 1998). В результате получены более чем 45-летние непрерывные ряды детальных сейсмологических наблюдений, являющиеся важнейшим источником информации при решении широкого круга фундаментальных и прикладных задач геологии и геофизики, в том числе - для изучения современной геодинамики и новейшей тектоники региона.

В 1967 г. ИФЗ АН СССР возобновил исследования по ГСЗ в Авачинском заливе. Между Авачинской бухтой и глубоководным желобом был отработан профиль ГСЗ №34, позволивший детализировать систему наблюдений по профилю 7-ОС в пределах континентального склона Восточной Камчатки. В результате проведенных исследований была обоснована блоково-слоистая структура земной коры и выявлены основные зоны разрывных нарушений, пересекающих линию профиля (Тулина и др., 1972; Тулина, Ярошевская, 1976).

С 1970 г. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР совместно с Институтом вулканологии проводят исследования по программе глубинного сейсмического зондирования вулканических зон Камчатки, в соответствии с которой была отработана сеть наземных профилей и наземно-морской профиль, морское продолжение которого совпало с отработанным ранее профилем ГСЗ №34 (Аносов и др., 1978; Балеста, Гонтовая, 1985; Красный, 1990). Наблюдения ГСЗ на этом профиле позволили получить более детальные сведения о структуре земной коры непосредственно в пределах шельфа, а также на Восточной Камчатке в пределах вулканического пояса и в районе пересечения земной коры сейсмофокальной зоной.

Большой вклад в изучение прикамчатских акваторий внесли зарубежные исследователи, выполнившие здесь несколько морских исследовательских экспедиций в период 1965-1971 гг. Отметим важнейшие из них. Первые исследования по изучению структуры осадочного чехла региона с применением непрерывного сейсмического профилирования (НСП) в одноканальной модификации метода отраженных волн в акваториях региона были выполнены в августе-сентябре 1965 г. сотрудниками Ламонтской геологической обсерватории с борта НИС «Вима». Эти исследования были продолжены в рейсах НИС «Роберт Д.Конрад» в 1969 и 1971 гг., НИС «Бартлетт» в 1970 г. Кроме НСП, в этих рейсах проводились гравимагнитные наблюдения, измерения характеристик теплового потока, определение скоростных характеристик осадочного разреза с применением сонобуев и геологическое опробование (Rabinowits, Cooper, 1977; Ludwig et al., 1971; Hamilton et al., 1974; Nelson et al., 1974; Scholl et al., 1975; Langseth et al., 1980). Летом 1970 г. в Командорской котловине на НИС «Мелвил» были выполнены исследования ГСЗ по системе различно ориентированных профилей в окрестностях точки, где год спустя пробурена скважина 191 (Shor, Fornary, 1976). Перечисленные выше исследования явились хорошей базой для выбора мест глубоководного бурения и завершились 19-м рейсом бурового судна «Гломар Челленджер». В августе 1971 г., в рамках Международного проекта DSDP, с борта этого судна в пределах рассматриваемого региона было пробурено 4 скважины: 189, 190, 191 и 192, из которых две последние полностью вскрыли осадочный чехол и достигли подстилающие вулканические породы (Initial Reports..., 1973). Положение геофизических профилей, выполненных в перечисленных выше экспедициях зарубежных исследователей, и скважин глубоководного бурения показаны на схеме изученности региона (рис.1.1).

Первые отечественные исследования структуры осадочного чехла методом отраженных волн у берегов Камчатки выполнены Тихоокеанской экспедицией ВМНПО «Союзморгео» в 1972 г. с борта НИС «Оха». Исследования проводились в комплексе с гравимагнитными наблюдениями и носили рекогносцировочный характер. Были отработаны отдельные профили в западной части Командорской котловины, в Камчатском, Кроноцком и Авачинском заливах. Несколько геофизических профилей (НСП и гравимагнитные измерения) были выполнены летом 1975 г. на акваториях Олюторского и Карагинского заливов Полярной экспедицией НПО «Севморгео» (Коган и др., 1977).

В 1979 г. в акваториях региона были начаты планомерные исследования структуры осадочного чехла с применением метода отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ). Исследования выполнялись с борта судна «Спокойный» Камчатской морской геофизической партией в составе Полярной экспедиции НПО «Севморгео», затем (с 1984 г.) в со-

ставе Северо-Тихоокеанской геологоразведочной экспедиции ПГО «Дальморгеология» (Голубев, Устинов, 1981; Устинов и др., 1985а, 1985б; Беляев и др., 1985; Шитилов, 1988; Чехович и др., 1990; Baranov et al., 1991).

Исследования МОВ-ОГТ продолжались до 1988 г. Однако практически весь объем работ был выполнен в Беринговом море. Исключение составляют лишь 3 профиля, один из которых отработан в 1979 г. в Кроноцком заливе, а два в 1983 г., один из них - вкост Курило-Камчатского желоба к скв.192, другой - вкост Алеутского желоба восточнее Командорских островов. Схема профилей МОВ-ОГТ представлена на рис.1.1.

Летом 1977 г. в 13 рейсе НИС «Пегас» экспедицией СахКНИИ вкост структур Курило-Камчатского желоба была отработана серия комплексных геофизических профилей (НСП, эхолотный промер и гравимагнитные наблюдения), а также выполнено несколько геологических станций (Гнибиденко и др., 1980; Неверов и др., 1980; Ломтев и др., 1980; Гнибиденко и др., 1983). В этом же году на акваториях региона экспедицией Института вулканологии при участии сотрудников Геологического института АН СССР во 2-ом рейсе НИС «Вулканолог» были проведены геотермические исследования и выполнено несколько профилей НСП (Смирнов, Сугробов, 1979; Смирнов, Сугробов, 1980 а, б). В период с 1978 по 1982 г. Институт вулканологии выполнил еще 4 морские экспедиции (рейсы 6, 9, 12 и 14 НИС «Вулканолог»), в которых было продолжено исследование структуры осадочного чехла, рельефа дна и аномального магнитного поля шельфа и континентального склона Восточной Камчатки, Курило-Камчатского и Алеутского желобов, зоны их сочленения и возвышенности Обручева (Селиверстов и др., 1980 а,б; 1981; Селиверстов, 1983; 1987). При этом было отработано несколько станций теплового потока в заливах Восточной Камчатки, на возвышенности Обручева и в Командорской котловине Берингова моря (Смирнов и др., 1982), а также проведены драгирования в каньонах Восточной Камчатки (Высоцкий, 1983) и отбор проб осадков (Конюхов, Чечия, 1981).

Несколько профилей НСП и станций драгирования в области сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов и на возвышенности Обручева было отработано в 1979 и 1981 гг. в экспедициях Тихоокеанского океанологического института в 11 и 15 рейсах НИС «Каллисто» (Высоцкий, 1981; Васильев, Удинцев, 1982). В экспедициях этого же института в 1984 и 1986 гг. на шельфе и склоне Восточной Камчатки и на возвышенности Обручева выполнено несколько точечных зондирований с сейсмическим радиобуем и пневматическим источником по определению скорости продольных волн в верхней части земной коры (Карп, Медведев, 1989).

В 1982 г. экспедицией Института океанологии АН СССР в 29 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» были проведены геолого-геофизические исследования на подводном хребте Ширшова. Было изучено строение земной коры методом ГСЗ северной части хребта (Непрочнов, 1983; Непрочнов и др., 1984), получены сведения о составе пород (Баранов и др., 1984; Силантьев и др., 1985), а также проведены измерения теплового потока в нескольких точках Командорской котловины.

В 1983 и 1984 гг. в 18 и 21 рейсах НИС «Вулканолог» Институт вулканологии продолжил геолого-геофизические и геотермические исследования в южной части Командорской котловины. Основным результатом этих исследований было обнаружение неизвестной ранее зоны молодого подводного вулканизма в тылу западного сектора Алеутской дуги (Селиверстов и др., 1986). В южной части Командорской котловины были получены дополнительные сведения о существовании здесь зоны аномально высоких значений теплового потока (Галушкин и др., 1986).

В период с 1986 по 1988 гг. Институт вулканологии проводит еще 3 морские экспедиции (рейсы 26, 28 и 32 НИС «Вулканолог»), в которых выполнены комплексные геолого-геофизические и геотермические исследования в Командорской котловине и зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг. В результате этих исследований подробно изучены рельеф дна, структура осадочного чехла, аномальное магнитное поле и тепловой поток южной, центральной и западной частей Командорской котловины, изучен состав пород молодых вулканических вершин подводного вулкана Пийпа, установлены признаки современной гидротермальной активности этого вулкана и особенности структурно-тектонического контроля магматических проявлений в южной части котловины (Селиверстов и др., 1988; 1989 а,б; Муравьев и др.,

1990; *Baranov et al., 1991*). В этих рейсах были проведены также детальные исследования структуры осадков на шельфе юга Камчатки и в Авачинском заливе, а также на шельфе п-ова Камчатский Мыс и на шельфе Командорских островов. Кроме того, была изучена структура зоны сочленения возвышенности Обручева с Курило-Камчатским желобом.

В 1988 г. в 42 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» экспедицией Института океанологии АН СССР выполнены комплексные геолого-геофизические и геотермические исследования на полигоне в северо-восточной части Командорской котловины. Данные гидромагнитных наблюдений по этому полигону были обработаны совместно с данными Института вулканологии по западной и южной частям котловины. При этом были предприняты попытки идентификации линейных магнитных аномалий Командорской котловины (*Валяшко и др., 1993*).

В 1989 г. в 35 рейсе НИС «Вулканолог» экспедицией Института вулканологии были проведены геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Командорской котловины, а также проведено изучение состава магматических пород, обнажающихся в окрестностях подводного вулкана Пийпа (*Вольнец и др., 1992; Yagodzinsky et al., 1994*).

В 1990 г. в 22 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» были проведены исследования с применением глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» на подводном вулкане Пийпа, в грабене Командор (севернее этого вулкана) и в котловине Стеллера (южнее о. Беринга). Основной результат этих исследований - обнаружение и изучение современных гидротерм на подводном вулкане Пийпа (*Сагалевич и др., 1992; Баранов и др., 1991; Селиверстов и др., 1995 б*).

Весной и осенью 1991 г. Институтом вулканологии проведены 2 морские экспедиции на прибрежных акваториях Восточной Камчатки и в Командорской котловине (рейсы 39 и 41 НИС «Вулканолог»). В этих рейсах выполнены измерения теплового потока в юго-западной части Командорской котловины, проведены исследования по промеру глубин и геологическому опробованию на вулкане Пийпа, в западной части Командорской котловины и в Камчатском заливе, выполнены детальные исследования структуры осадков на шельфе Кроноцкого, Камчатского, Озерновского и Карагинского заливов с применением высокочастотного излучателя (*Надежный и др., 1993; Селиверстов и др., 1995а,б; Селиверстов, 1998; Seliverstov et al., 1994*).

На рис.1.1 представлена схема геофизической изученности прикамчатских акваторий. На этой схеме отражены практически все перечисленные выше исследования за исключением некоторых из них, выполненных, как правило, на ранних этапах исследований в районах, где позднее проведены подобные исследования с применением более современных технических средств и с большей детальностью.

Из представленной схемы видно, что геофизическая изученность региона неоднородна, особенно в отношении глубинных сейсмических методов (ГСЗ и МОВ ОГТ). В лучшую сторону отличается изученность этими методами Командорской котловины, где выполнена достаточно представительная опорная сеть профилей МОВ ОГТ. Хотя и здесь отсутствуют данные ГСЗ по центральной и западной частям котловины. Полностью отсутствуют данные ГСЗ по северной ветви Курило-Камчатского желоба и его структурному обрамлению (севернее Авачинского залива). Эта часть системы дуга-желоб имеет существенные отличия от более южных участков по целому ряду параметров и, вероятно, значительно отличается и по структуре земной коры. Исследования МОВ ОГТ здесь выполнены лишь по единичным профилям. Для юга Камчатки, Авачинского и Камчатского заливов и зоны сочленения желобов данные МОВ ОГТ полностью отсутствуют. Таким образом, наиболее сложные по строению участки региона, отличающиеся максимальной сейсмичностью и тектонической активностью, в настоящее время практически не изучены глубинными сейсмическими методами, которые являются основными при структурно-тектоническом районировании акваторий. Относительно высокая степень изученности этих акваторий другими геофизическими методами и данные детальных сейсмологических наблюдений в значительной мере, но далеко не полностью компенсируют этот пробел.

1.2. РЕЛЬЕФ ДНА ПРИКАМЧАТСКИХ АКВАТОРИЙ

С новейшим этапом тектонического развития территории обычно связывают формирование её современного рельефа. На территории Камчатки тектонические движения, обусловившие основные черты современного рельефа, проявились в плиоцен-четвертичное время (*Святловский, 1967; Эрлих, 1973; Мелекесцев и др., 1974*). Характерной особенностью плиоцен-четвертичного этапа тектонического развития Камчатки являются контрастные вертикальные движения (*Очерки..., 1987*), образовавшие современные положительные морфоструктуры полуострова и сопряженные с ними грабен-синклинальные прогибы, контролирующие проявления плиоцен-четвертичного вулканизма. К этому же периоду времени относится и крупнейшая в позднем кайнозое перестройка вулканических зон Камчатки: заложение Восточного вулканического пояса и Ключевской группы вулканов.

На рис.1.2 представлена обзорная батиметрическая карта прикамчатских акваторий, а на рис.1.3-1.6 - более подробные схемы рельефа дна на их отдельные участки. Фактическую основу при подготовке этих карт и схем составили материалы эхолотного промера по сети геофизических галсов, отработанных в экспедициях Института вулканологии на НИС «Вулканолог» (рис.1.1). При батиметрических построениях были учтены также опубликованные сведения о рельефе дна, полученные в других экспедициях (в рейсах НИС «Пегас», «Каллисто», «Дмитрий Менделеев», «Вима», «Роберт Д.Конрад»). При этом обращалось внимание на точность привязки промерных профилей. По этой причине не были использованы данные, полученные на ранних этапах исследований, и некоторых последующих экспедиций.

Прикамчатские акватории характеризуются уникальным разнообразием первостепенных структурно-геоморфологических элементов зоны перехода от континента к океану. Тихоокеанский шельф и континентальный склон Восточной Камчатки от мыса Лопатка до п-ова Камчатский вместе с прилегающим участком Курило-Камчатского глубоководного желоба относятся к активной континентальной окраине. Северное продолжение шельфа и склона на акватории Берингова моря, соответствует, по сути, пассивной окраине континента.

В пределах региона находится западный сектор Алеутской островной дуги, представленный Командорским блоком Алеутского хребта и прилегающим участком Алеутского глубоководного желоба. Алеутская островная дуга сочленяется с континентальной окраиной Восточной Камчатки примерно под углом 70° , при этом зона сочленения этих мегаструктур охватывает обширные участки дна на акваториях Камчатского пролива, Камчатского и Озерновского заливов, а также прилегающие участки суши. В тылу западного сектора Алеутской островной дуги расположена Командорская котловина - наиболее молодая из трех глубоководных котловин Берингова моря. С востока Командорская котловина ограничена горным сооружением субмеридионального простирания - подводным хребтом Ширшова, южное окончание которого меняет свое простирание на юго-восточное и продолжается на восток подводным хребтом Бауэрс. Курило-Камчатский и Алеутский желоба являются северо-западной и северной границами крупнейшей мегаструктуры - Тихоокеанской плиты. В пределах рассматриваемого региона находится ее сравнительно древний участок, в основном - верхнемезозойский, осложненный крупным поднятием - возвышенностью Обручева.

Важнейшие черты рельефа дна акваторий Камчатско-Командорского региона были изучены и описаны в публикациях раннего этапа исследований (*Удинцев, 1954; 1955; 1972; Удинцев и др., 1959; Затонский и др., 1961; Ильин, 1957; 1961; Канаев, 1959*) и более поздних работах (*Гнибиденко и др., 1980; Ломтев и др., 1980; Селиверстов и др., 1980а; Васильев, Удинцев, 1982; Селиверстов, 1983; 1987*). Здесь будут рассмотрены особенности подводного рельефа, важные для понимания новейшей тектоники региона, на основе анализа наиболее полного и представительного фактического материала, позволившего детализировать и несколько уточнить существовавшие представления.

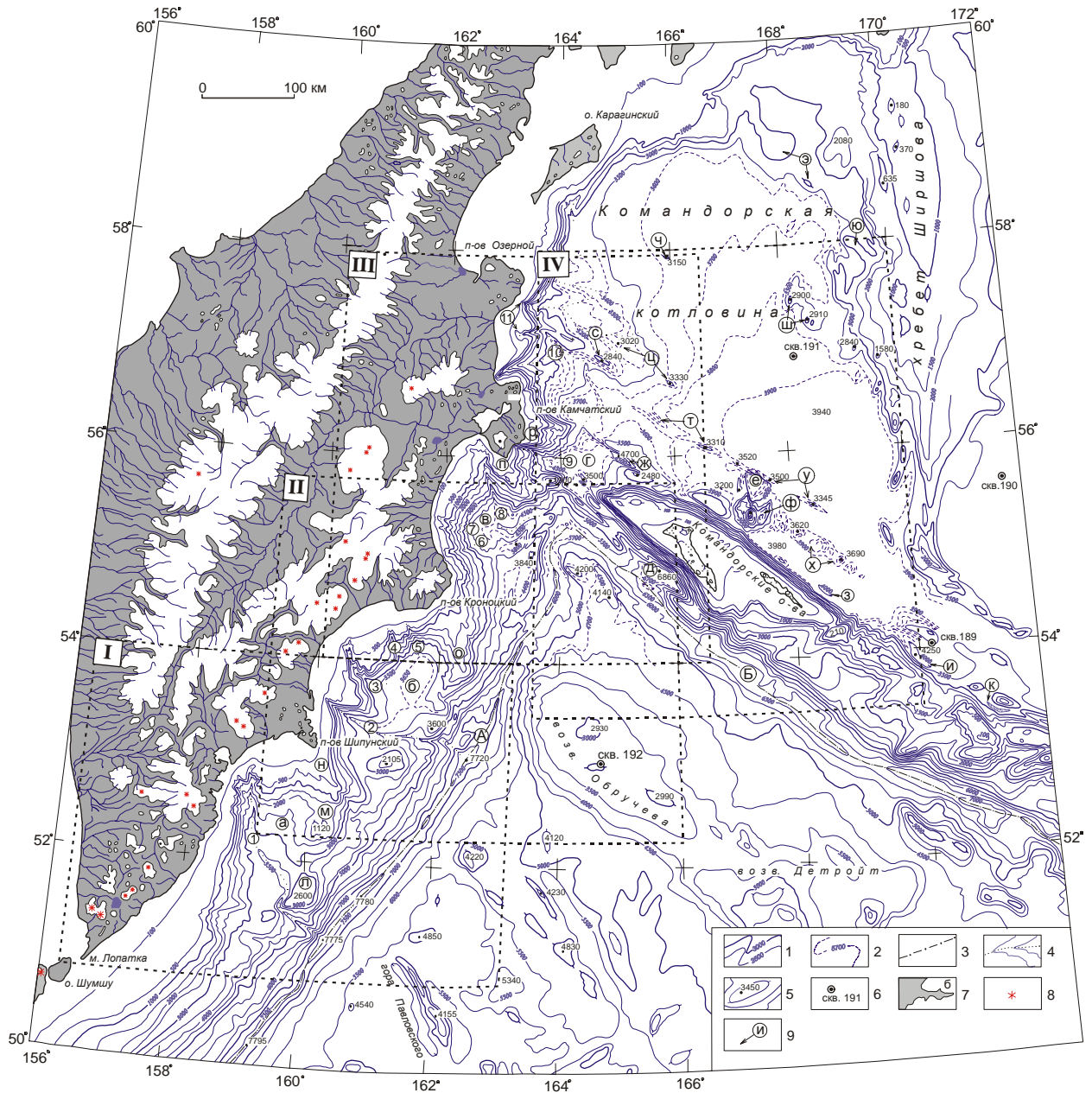


Рис. 1.2. Батиметрическая карта прикамчатских акваторий.

1,2 - изобаты (м): 1 - основные (100, 500, далее через 500 м), 2 - дополнительные; 3 - морфологические оси глубоководных желобов; 4 - тальвеги крупнейших каньонов и продолжающих их долин; 5 - экстремальные отметки глубин (м); 6 - скважины глубоководного бурения (*Initial Reports...*, 1973); 7-9 - элементы рельефа суши: 7 - гипсометрические уровни ниже (а) и выше (б) отметки 500 м относительно уровня моря, 8 - действующие вулканы; 9 - обозначения крупнейших подводных морфоструктур: **А, Б** - глубоководные желоба (**А** - Курило-Камчатский, **Б** - Алеутский); **а - к** - современные прогибы: **а** - котловина Авачинского залива, **б** - котловина Кроноцкого залива, **в** - котловина Камчатского залива, **г** - прогиб Камчатского пролива, **д** - котловина Стеллера, **е** - грабен Командор, **ж - л** - отрицательные формы рельефа (дуплексы растяжения), связанные с разломом Беринга, в т. ч. **и, к** - трог Креста; **л - ю** - современные поднятия: **л, м** - южный и северный блоки подводного хребта Шатского, **н** - подводное продолжение структуры Шипунского п-ва, **о** - подводное продолжение структуры Кроноцкого п-ва (Кроноцкий подводный хребет), **п** - подводный хребет Камчатского Мыса, **р** - подводный хребет мыса Африка, **с - у** - положительные формы рельефа, связанные с линеamentом Альфа, **ф** - массив Вулканологов, **х** - поднятие Южно-Командорское, **ц** - подводный хребет Бета, **ч - ю** - положительные формы рельефа, связанные с линеamentами Гамма (**ч, ш**) и Дельта (**э, ю**).

Цифрами обозначены крупнейшие каньоны: 1 - Авачинский, 2 - Жупановский, 3 - Кроноцкий, 4 - Ольги, 5 - Кубовой, 6 - Чажма, 7 - Сторож, 8 - Камчатский, 9 - Пикжекий, 10 - Столбовой, 11 - каньоны Озерновского залива.

1.2.1. Активная континентальная окраина Восточной Камчатки

Активная континентальная окраина Восточной Камчатки представлена шельфовой террасой, континентальным склоном и камчатской ветвью Курило-Камчатского глубоководного желоба (рис.1.2-1.5). Ее протяженность в СВ направлении составляет около 700 км.

Шельфовая терраса характеризуется незначительным уклоном дна (0.2-0.5°). Ее ширина достигает максимальных значений на юге Камчатки (65-70 км), в Кроноцком (до 50 км) и Авачинском (до 45 км) заливах. Наименьшая ширина шельфовой террасы (менее 10 км) отмечается у Кроноцкого п-ова, п-ва Камчатский и к югу от Авачинской бухты. Переход от шельфа к континентальному склону фиксируется внешней бровкой шельфа, глубина которой по простиранию шельфа различна. Максимальные глубины внешней бровки отмечаются в Кроноцком заливе (до 900 м) и на юге Камчатки (до 700 м). На глубинах 130-140 м такие переуглубленные шельфовые террасы осложнены еще одним перегибом - внутренней бровкой, разделяющей внутренние (мелководные) и внешние (глубоководные) участки шельфа. Внутренняя бровка шельфа фиксирует положение реликтовой береговой линии, сформированной в период последнего позднеплейстоценового понижения уровня океана. Поверхность шельфовой террасы резко обрывается тектоническими уступами, крутыми эрозионными склонами - бортами крупных каньонов, или более плавно переходит в аккумулятивный склон.

Континентальный склон активной окраины Восточной Камчатки характеризуется сложным строением и большим разнообразием морфоструктур. Его отличительной особенностью является наличие крупных седиментационных впадин (котловины Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов), хребтов-барьеров, подводных продолжений полуостровов и поперечных (субширотного и СЗ простираний) структур.

Внутренние склоны седиментационных впадин характеризуются расчлененным рельефом, обусловленным широким развитием процессов подводной эрозии. Наиболее крупные эрозионные врезы и каньоны контролируются тектоническими нарушениями и, по сути, являются морфоструктурами эрозионно-тектонического происхождения. Крупнейшими каньонами заливов Восточной Камчатки являются каньоны Авачинский, Жупановский, Кроноцкий, Ольги, Кубовой, Чажма, Сторож, Камчатский. Разветвленные верховья каньонов глубоко расчленяют внешний шельф и, как правило, не прослеживаются на внутренних участках шельфа. Лишь Камчатский каньон и некоторые притоки Авачинского каньона достигают своими верховьями внутренних участков шельфа и, возможно, зоны современной шельфовой седиментации. Основная часть каньонов Восточной Камчатки в ходе голоценовой трансгрессии была отрезана от источников питания обломочным материалом, и в настоящее время эти каньоны и связанная с ними система эрозионных долин находятся в «пассивной» стадии.

Поверхности седиментационных впадин (котловины Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов) представляют собой протяженные аккумулятивные равнины, сформированные придонными гравитационными потоками обломочного материала и гравитационно-оползновыми процессами. Периферийные участки этих равнин, прилегающие к основанию склонов, имеют, как правило, сложный мезорельеф, обусловленный системой подводных долин, продолжающих каньоны и крупные эрозионные врезы (долины конусов выноса), их намывными валами и гравитационно-оползновыми структурами различных размеров. С удалением от склонов мезорельеф седиментационных впадин постепенно выполаживается и обширные участки аккумулятивных равнин часто характеризуются совершенно плоской поверхностью (аккумулятивной поверхностью выравнивания). Тем не менее, в каждой седиментационной впадине существует по крайней мере одна крупная подводная долина, пересекающая аккумулятивную равнину, прорезающая хребет-барьер и расчленяющая материковый борт глубоководного желоба. Эти долины непосредственно продолжают наиболее крупные каньоны Восточной Камчатки (Авачинский, Жупановский и Камчатский). Их положение контролируется поперечными к желобу зонами тектонических нарушений.

Для седиментационных впадин Восточной Камчатки характерно закономерное увеличение максимальных глубин залегания аккумулятивных равнин в северном направлении. В котловине Авачинского залива аккумулятивные поверхности выравнивания достигают глубин 3400-3500 м, в котловине Кроноцкого залива эта величина составляет 3700-3750 м, а в котловине Камчатского залива - 4300-4350 м.

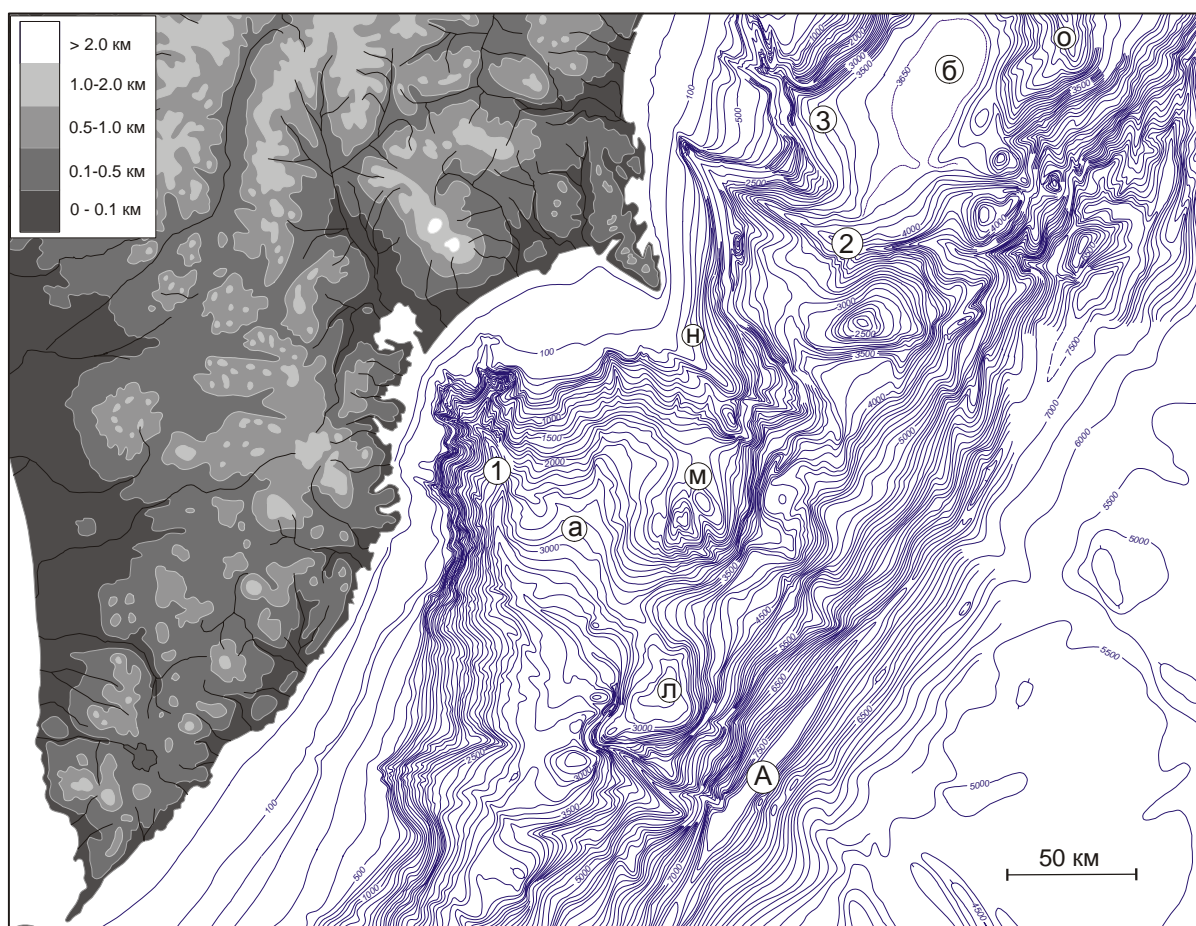


Рис. 1.3. Рельеф дна Авачинского залива, его обрамления и прилегающего участка Курило-Камчатского глубоководного желоба. Обозначения морфоструктур и расположение района (I) приведены на рис. 1.2.

Столь заметные различия в степени компенсации впадин обломочным материалом обусловлены, по-видимому, существенными различиями их тектонического развития на новейшем этапе.

Со стороны океана седиментационные впадины континентального склона Восточной Камчатки отгорожены крупными положительными морфоструктурами - хребтами-барьерами. В строении этих морфоструктур, их соотношении с седиментационными впадинами и структурой глубоководного желоба можно отметить как общие черты, так и некоторые отличия.

Хребты-барьеры начинаются и заканчиваются у подводных продолжений полуостровов Восточной Камчатки или крупных поперечных горст-антиклинальных морфоструктур континентального склона. Каждый хребет-барьер состоит из отдельных изометричных в плане или слегка вытянутых поднятий (блоков), последовательность которых полукольцом отгораживает седиментационные впадины от глубоководных акваторий Тихого океана. Каждое полукольцо по крайней мере в одном месте разорвано глубоким тектоническим трогом, препарированным подводной эрозией.

Камчатская ветвь Курило-Камчатского глубоководного желоба прослеживается в северном направлении до широты $55^{\circ}27'$, где резко обрывается структурами западного окончания Алеутской дуги. Глубина в осевой части этой ветви желоба меняется по простиранию. Максимальные глубины (более 7700 м) отмечаются напротив мыса Лопатка, а также у южных окончаний хребтов Шатского и Кроноцкого. Минимальная глубина желоба (около 5850 м) наблюдается на участке, заключенном между возв. Обручева и подводным продолжением структуры Кроноцкого п-ова.

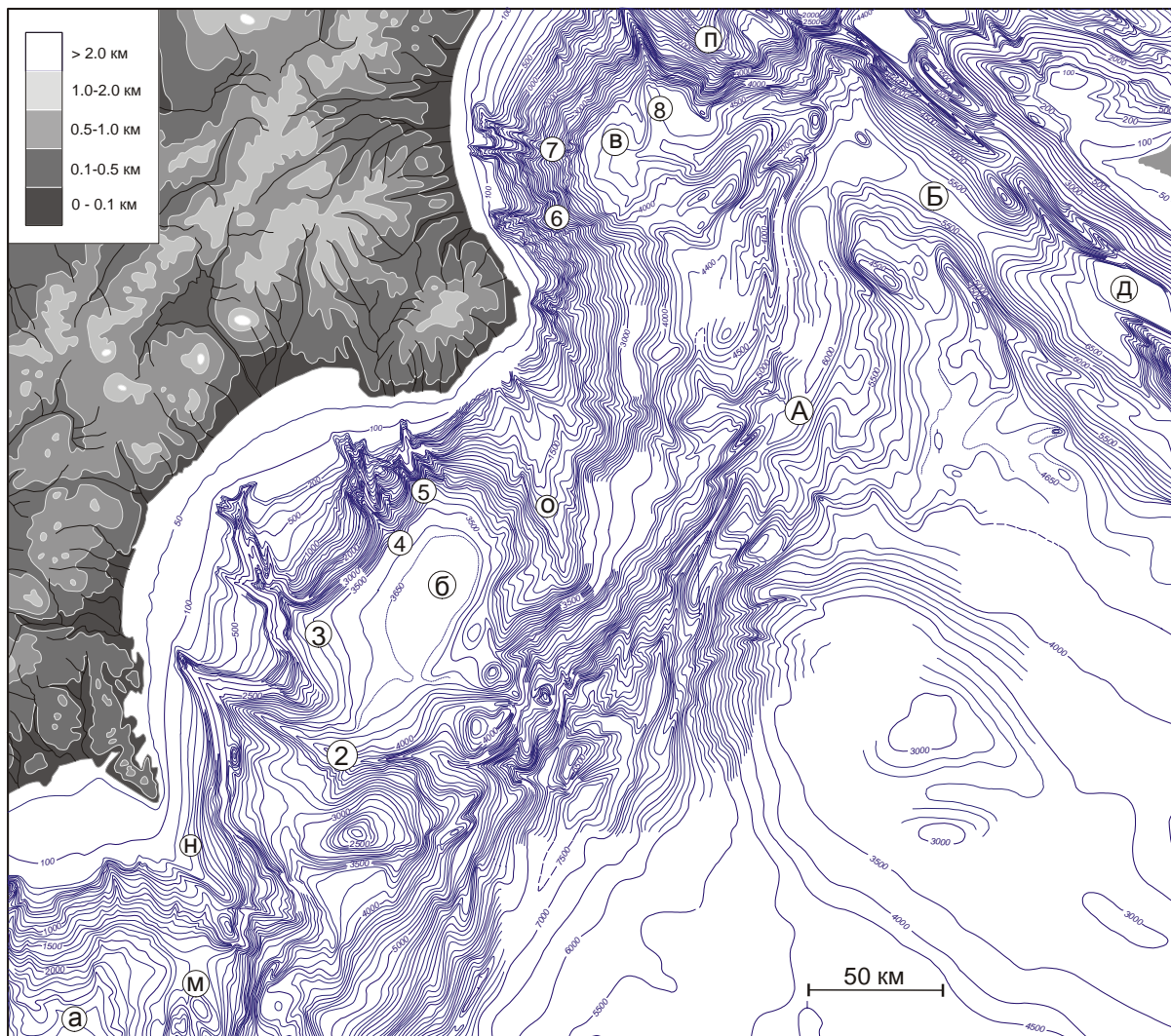


Рис. 1.4. Рельеф дна Кроноцкого залива, его обрамления и области сочленения Курило-Камчатского желоба с возвышенностью Обручева. Расположение района (П) и обозначения морфоструктур см. на рис.1.2.

Поперечный V-образный профиль, характерный для глубоководных желобов, в камчатской ветви желоба часто нарушается появлением плоских участков дна в осевой части, которые соответствуют аккумулятивным равнинам, образованным отложениями дистальных турбидитов. Такие равнины выполняют северное окончание желоба (севернее $54^{\circ}30'$), а также наблюдаются на участках желоба с максимальными отметками глубин у южных окончаний хребтов Шатского и Кроноцкого.

Ступени как внешнего, так и внутреннего склонов камчатской ветви глубоководного желоба не прослеживаются на большие расстояния. Их размеры, форма, глубина и количество меняются по простиранию склона уже на расстояниях первые десятки километров. Даже наиболее крупные из ступеней редко удаётся проследить на 50-70 км. При этом ориентация ступеней далеко не всегда соответствует простиранию желоба. Материковый борт (внутренний склон) глубоководного желоба в поперечном сечении характеризуется ступенчатым профилем, т.е. сравнительно пологие участки склона (террасы) чередуются с более крутыми участками (уступами). Часто пологие участки имеют «обратный» уклон. Практически на любом пересечении материкового борта можно выделить от 3 до 6 глубоководных террас. Среди исследователей бытует мнение о корреляции этих морфологических элементов на значительные расстояния вдоль желоба. Так, на тектонической схеме (Гнибиденко и др., 1980) уступы склона проинтерпретированы как субпараллельные желобу сбросы протяженностью сотни километров. По-видимому, такая интерпретация является следствием редкой сети наблюдений. Анализ материалов более детальных съёмок не даёт оснований для подобных корреляций.

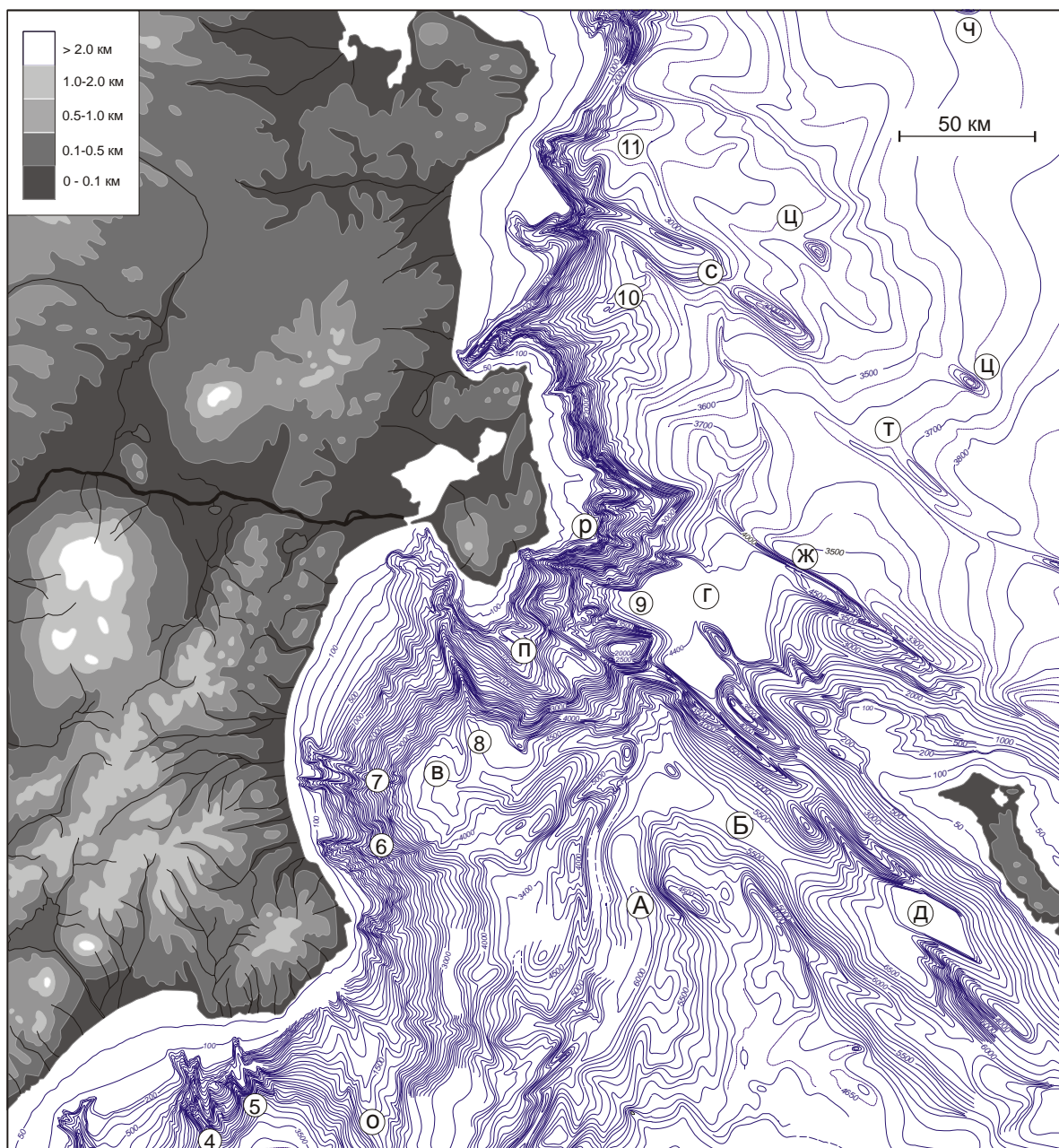


Рис. 1.5. Рельеф дна в зоне сочленения структур западного окончания Алеутской островной дуги с континентальным склоном Восточной Камчатки. Расположение района (III) и обозначения морфоструктур см. на рис. 1.2.

Средний уклон материкового борта Курило-Камчатского желоба меняется по простиранию от $4-5^{\circ}$ до $8-9^{\circ}$. При этом максимальная крутизна материкового борта отмечается в местах его сочленения с хребтами-барьерами и поперечными к желобу структурами. На таких участках рельеф склона характеризуется наличием крутых (десятки градусов) уступов высотой до нескольких сот метров.

Весьма своеобразное строение имеет материковый борт северного окончания камчатской ветви глубоководного желоба, севернее возв. Обручева. Собственно материковый борт в обычном его понимании (как нижняя часть континентального склона) здесь отсутствует. Его место занимает сравнительно узкое субмеридиональное поднятие (с минимальной отметкой 3840 м), в тылу которого по данным НСП прослеживается глубокая депрессия. Северное и южное окончания этой депрессии отклоняются к востоку и соединяются с глубоководным желобом.

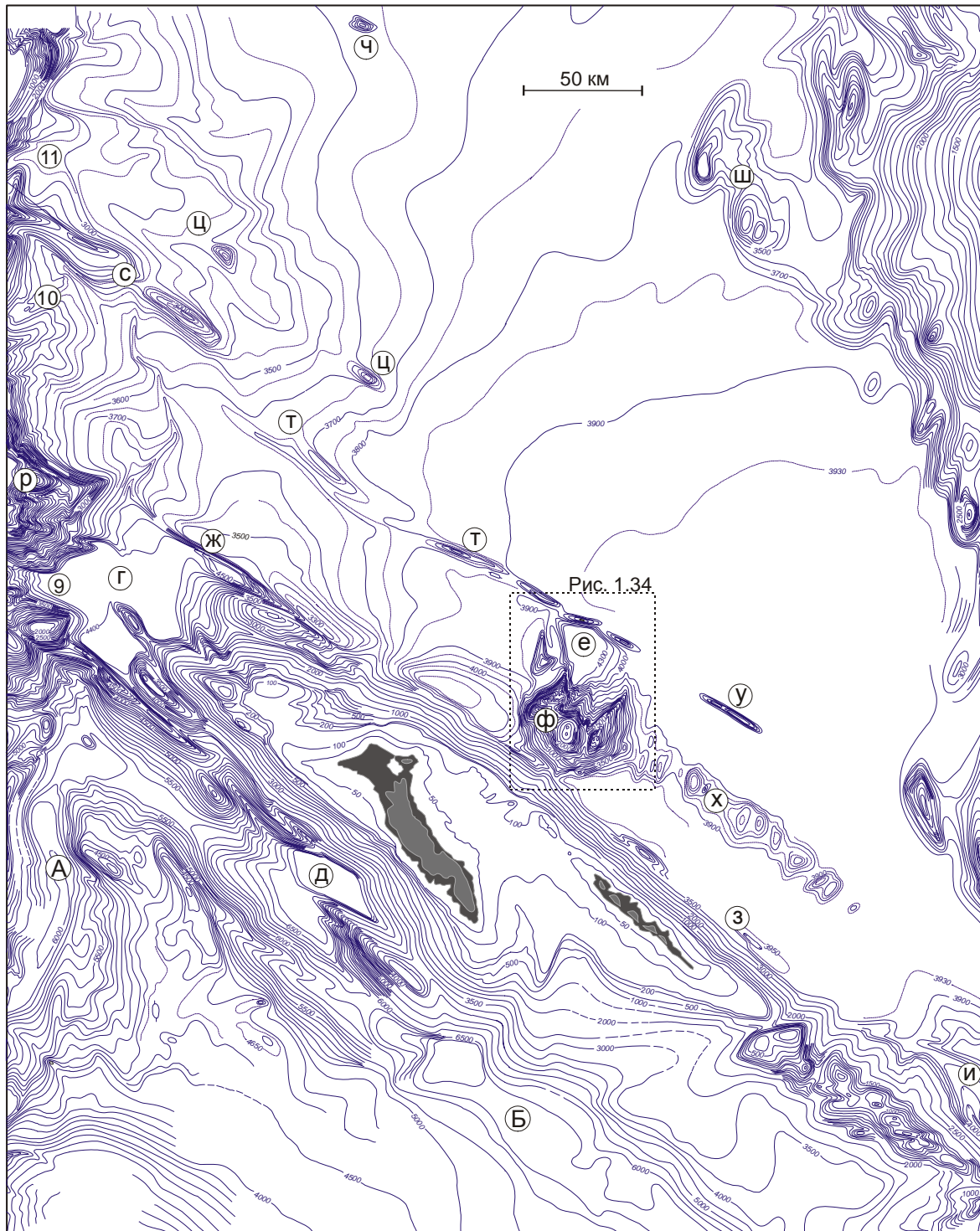


Рис. 1.6. Рельеф дна западного сектора Алеутской островной дуги и южной части Командорской котловины. Расположение района (IV) и обозначения морфоструктур см. на рис. 1.2.

Важно отметить, что расстояние от осевой зоны глубоководного желоба до вулканического пояса Восточной Камчатки составляет в среднем 200-210 км на всем протяжении камчатской ветви островной дуги, за исключением её северного окончания. Здесь расстояние от оси желоба до Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч составляет около 250 км, т.е. на 40-50 км больше, чем для более южных участков. Этот факт свидетельствует о существенном отличии современных геодинамических условий в пределах северного окончания Курило-Камчатской островной дуги по сравнению с более южными её участками. Возможные причины этого явления будут рассмотрены в дальнейших разделах.

Океанический борт камчатской ветви глубоководного желоба положе материкового. Средний его наклон составляет $2.5-3^{\circ}$ и лишь в окрестностях возвышенности Обручева увели-

чивается до 4-5⁰. Океанический борд, аналогично материковому, имеет, как правило, ступенчатый поперечный профиль, но отличается меньшими размерами отдельных ступеней и их большим разнообразием. Наиболее здесь развиты «обратные» ступени, обращенные крутыми участками (уступами) вверх по склону и напоминающие последовательности надвиговых структур. Кроме «обратных» ступеней, на внешнем склоне Курило-Камчатского желоба отмечены и «нормальные» ступени, обращенные крутыми участками к желобу и напоминающие последовательность сбросовых уступов. «Нормальные» ступени широко развиты лишь на участке склона, прилегающем к возвышенности Обручева. Как «обратные», так и «нормальные» ступени на внешнем склоне желоба, аналогично внутреннему склону, крайне невыдержанны по простиранию, и даже наиболее крупные из них редко удается прокоррелировать на расстояния более 50-70 км.

Морфологические особенности внешнего склона глубоководного желоба являются объектом пристального внимания исследователей, изучающих конвергентные границы литосферных плит, и уже давно используются в качестве аргументов при выяснении геодинамических условий в зонах субдукции. К анализу этих особенностей применительно к Курило-Камчатской дуге мы вернемся в главе 3.

1.2.2. Западный сектор Алеутской островной дуги

Западный сектор Алеутской островной дуги включает Командорский блок Алеутского хребта и прилегающий участок Алеутского глубоководного желоба (рис.1.2, 1.6). Островной шельф Командорского блока представляет собой плоскую абразионно-аккумулятивную равнину, большая часть которой отличается сложным мезорельефом, имеющим, вероятно, субаэральное происхождение. Поверхность шельфовой террасы со стороны Тихого океана и Берингова моря срезается крутыми склонами линейных очертаний, явно тектонического происхождения. Средняя крутизна склонов на некоторых участках достигает 30⁰, при этом крутизна отдельных уступов, по-видимому, превышает 45⁰. Наибольшей крутизной отличаются тихоокеанский склон о. Беринга и берингоморский склон о. Медный.

Командорская ветвь Алеутского глубоководного желоба отличается своеобразным рельефом. Значительные по протяженности участки желоба представлены аккумулятивными равнинами и отличаются плоским рельефом дна. Субгоризонтальные поверхности равнин часто осложнены слабо наклоненными участками и небольшими уступами, ориентированными под углом к оси желоба. Максимальные глубины желоба отмечаются на юго-востоке рассматриваемого участка, южнее банки Стелмейт (более 7000 м). В СЗ направлении желоб становится более мелководным, и в районе его сочленения с Курило-Камчатским желобом глубины уменьшаются до 5700-5800 м. Островной и океанический борта командорской ветви Алеутского желоба осложнены многочисленными поперечными, продольными и диагональными уступами, ограничивающими грабенообразные прогибы и сопряженные с ними выступы. Крупнейшей из таких морфоструктур является ромбовидная котловина Стеллера, прилегающая к тихоокеанскому склону о. Беринга. Поверхность аккумулятивной равнины в этой котловине находится гипсометрически ниже (на первые сотни метров), чем на прилегающем участке глубоководного желоба, что указывает на принадлежность этой морфоструктуры к современному грабену.

У основания тихоокеанского склона Командорского блока западнее котловины Стеллера в рельефе дна отчетливо выделяется узкое, линейное поднятие с асимметричным поперечным профилем, которое прослеживается в СЗ направлении до склона п-ова Камчатский и ограничивает с севера Курило-Камчатский желоб. Юго-западный склон этого поднятия меняет свою крутизну от 5-6⁰ на юго-востоке до 15-17⁰ на северо-западе, а северо-восточный склон, обращенный в сторону Берингова моря, на всем протяжении представлен крутым прямолинейным уступом (разлом Стеллера). Это поднятие отгораживает зону сочленения желобов от котловины Камчатского пролива и препятствует перемещению осадков придонными гравитационными потоками из Берингова моря в Алеутский и Курило-Камчатский желоба. При этом различие гипсометрических уровней аккумулятивных равнин в котловине Камчатского пролива и зоне сочленения желобов превышает 1.5 км.

Берингоморский склон Командорского блока в СЗ направлении несколько выполаживается и его простирание становится близким к субширотному. Здесь на поперечном профиле склона в его верхней, средней и нижней части выделяются ступени, иногда сопряженные с

субширотными трогами. Наиболее крупная из таких ступеней, различимая на батиметрической карте, образует у основания склона небольшое поднятие, вытянутое в субширотном направлении с минимальной отметкой глубин 2480 м.

Между восточным склоном п-ова Камчатский и Командорским блоком Алеутского хребта заключена котловина Камчатского пролива. Как со стороны Тихого океана, так и со стороны Берингова моря котловина ограничена крутыми линейными уступами СЗ простирания, возвышающимися над дном котловины иногда более чем на 1000 м (разломы Стеллера и Беринга). Дно котловины представлено плоской аккумулятивной равниной с глубинами 4300-4400 м, что на 700-900 м ниже гипсометрического уровня современной аккумулятивной равнины на прилегающих участках Командорской котловины.

Котловина Камчатского пролива имеет сообщение с каньонами Восточной Камчатки. Кроме Пикежского каньона, непосредственно прилегающего к котловине, ее северный борт прорезает подводный канал, являющийся продолжением долин конуса выноса двух крупных каньонов Озерновского залива. В восточной части котловины выделяется современный прогиб, напоминающий своей ромбовидной формой котловину Стеллера, но меньших размеров. Максимальная глубина в этом прогибе достигает 4700 м, т.е. на 400-500 м превышает гипсометрический уровень прилегающей аккумулятивной равнины. Необходимо отметить, что подобные ромбовидные прогибы являются характерной чертой подводного рельефа в пределах западного сектора Алеутской островной дуги. Эти прогибы определенным образом соотносятся с магистральными структурами СЗ простирания (разломы Беринга, Стеллера и Алеутского желоба), что свидетельствует об их парагенетической связи. По морфологическим и структурным признакам эти прогибы являются типичными «дуплексами растяжения» зон сдвиговых дислокаций (*Woodcock, Fischer, 1986*), при этом форма прогибов и соотношение с магистральными структурами свидетельствуют об их принадлежности к правосторонней сдвиговой зоне, ориентированной вдоль западного сектора Алеутской островной дуги.

Котловина Камчатского пролива является районом сочленения структур Алеутского хребта с континентальным склоном Восточной Камчатки. Отроги Командорско-Алеутского хребта здесь погружаются в СЗ направлении под поверхность аккумулятивной равнины, однако в рельефе фундамента и структуре осадочного чехла непрерывно прослеживаются до подводного склона п-ва Камчатский, где сочленяются с континентальным склоном Восточной Камчатки в районе мыса Африка.

Рассмотренные выше особенности подводного рельефа в зоне сочленения структур западного окончания Алеутской островной дуги с континентальным склоном Восточной Камчатки свидетельствуют о преобладающем развитии здесь в новейшее время «алеутских» структур по отношению к «камчатским», т.е. о наложенном характере структур западного окончания Алеутской островной дуги на структуры континентального склона Восточной Камчатки.

1.2.3. Тихоокеанская плита

В пределах региона находится крайний северо-западный участок Тихоокеанской плиты, ограниченный с севера и северо-запада сочленяющимися глубоководными желобами. К зоне сочленения желобов прилегает своим северным окончанием одна из крупнейших морфоструктур Тихого океана - Гавайско-Императорский хребет. На акваториях Камчатско-Командорского региона расположены два крайних звена этого хребта - возв. Детройт и возв. Обручева (в некоторых работах возвышенностью Обручева называют оба эти звена). В отличие от более южных участков Гавайско-Императорского хребта, выстраивающихся в субмеридиональном направлении по 170° в.д., возвышенности Детройт и Обручева надстраивают хребет с отклонением к западу, что особенно заметно для возв. Обручева, вытянутой в СЗ направлении примерно на 250 км и прилегающей своим СЗ окончанием к Курило-Камчатскому желобу напротив подводного продолжения Кроноцкого п-ова.

Возвышенности Обручева и Детройт обособлены по изобате 3500 м и имеют общий цоколь, очерчиваемый изобатами 4000 и 4500 м, который объединяет их с более южными участками Гавайско-Императорского хребта. Возвышенность Детройт осложнена подводными вершинами с глубинами менее 2500 м и имеет более расчлененный рельеф, чем возв. Обручева, плоская вершина которой незначительно осложнена пологими прогибами и поднятиями. Последние лишь в отдельных местах достигают глубин менее 3000 м.

Поперечный профиль дна возвышенности Обручева в целом асимметричен. Ее плоская вершина обрывается на запад и юго-запад серией крутых уступов, а северо-восточный склон представлен слабо наклоненной ($<1^\circ$) поверхностью аккумулятивной равнины, сформированной отложениями контурных течений. В рельефе этой равнины все же различимы пологие грабенообразные прогибы СВ простирания, раскрывающиеся в сторону Алеутского желоба. Аналогичные прогибы более резких очертаний и меньших размеров осложняют северо-западный склон возвышенности со стороны Курило-Камчатского желоба.

На участке Тихоокеанской плиты, прилегающем к западному окончанию Алеутского желоба, отсутствуют морфологические признаки краевого океанического вала. Переход к океаническому борту желоба фиксируется разрозненной цепочкой небольших поднятий, наиболее крупные из которых расположены на флангах рассматриваемого участка: напротив банки Стелмейт (поднятие Бартлетт) и непосредственно в районе сочленения желобов (поднятие Угловое). Следует отметить, что участок Тихоокеанской плиты, заключенный между Алеутским желобом и возвышенностями Детройт и Обручева, изучен недостаточно подробно, и батиметрические построения здесь слабо отражают морфологические особенности, выделяемые на эхолотных и сейсмоакустических разрезах по отдельным профилям.

1.2.4. Командорская котловина и ее подводное обрамление

Командорская котловина - одна из трех глубоководных котловин Берингова моря. От двух других котловин (Алеутской и Бауэрс) она отличается рядом геолого-геофизических характеристик, свидетельствующих о ее более молодом возрасте. С северо-запада Командорская котловина ограничена континентальным склоном Восточной Камчатки, с юго-запада - морфоструктурами западного окончания Алеутской дуги, с востока - подводным хребтом Ширшова (рис.1.2). Форма котловины напоминает треугольник, с размером основания (юго-западной границы) около 500 км и такой же протяженностью с юга на север.

Большая часть дна Командорской котловины представлена поверхностью аккумулятивной равнины, сформированной отложениями дистальных турбидитов. Поверхность равнины полого наклонена от склона Восточной Камчатки в сторону южной части хребта Ширшова, где достигает глубин 3940-3950 м. Плоская поверхность равнины в некоторых местах нарушена поднятиями и прогибами, основная часть которых имеет небольшие амплитуды и различима лишь на батиметрических картах с сечением изолиний порядка 100 м, хотя отдельные фрагменты этих морфоструктур отчетливо различимы и на обычных (сечением 500 м) батиметрических картах.

Большой интерес представляют «транскомандорские» линеаменты Командорской котловины, представленные линейными аномальными зонами СЗ простирания, которые прослеживаются, как правило, через всю котловину от склона Восточной Камчатки до хр. Ширшова (линеаменты Беринга, Альфа, Бета, Гамма и Дельта). Значительные по протяженности участки этих линеаментов отчетливо выражены в рельефе дна. Предполагается их соответствие зонам тектонических нарушений (разломам), контролировавших развитие Командорской котловины.

Граница между Командорским блоком Алеутского хребта и Командорской котловиной проходит по линеаменту (разлому) Беринга (рис.1.2, 1.6). Этот разлом отчетливо выражен в рельефе дна на всем своем протяжении. На юго-востоке он начинается глубоким тектоническим трогом Креста, затем прослеживается в СЗ направлении вдоль основания Командорского блока. На акватории Камчатского пролива разлом Беринга представлен глубоким трогом и линейным уступом СЗ простирания, ограничивающим с СВ котловину Камчатского пролива. Разлом завершается на континентальном склоне Восточной Камчатки, расчлняя его серией уступов субширотного простирания в районе подводного продолжения мыса Африка.

Севернее разлома Беринга, на расстоянии 60-70 км от него в рельефе дна отчетливо проявлен еще один линеамент - разлом Альфа. Этот разлом простирается субпараллельно разлому Беринга от п-ова Озерной на Камчатке до южного окончания хребта Ширшова. Наиболее ярко в рельефе дна выражена СЗ часть этого линеамента, ответвляющаяся от п-ова Озерной в

виде узкого поднятия протяженностью около 100 км. Далее в юго-восточном направлении линеамент прерывисто прослеживается узкими, кулисно надстраиваемыми друг друга поднятиями, высотой от первых до нескольких сот метров. Юго-восточное окончание линеамента Альфа в рельефе дна не выражено.

В западной части Командорской котловины, к северу от западного участка линеамента Альфа, в рельефе дна прослеживается еще одна структура СЗ простирания - поднятие Бета. Его положение наиболее отчетливо подчеркивается изобатами 3200-3300 м. Поднятие Бета прослеживается в ЮВ направлении на расстояние около 180 км от континентального склона Восточной Камчатки.

В центральной и северной частях Командорской котловины по геофизическим данным выявлены признаки существования еще двух линеаментов СЗ простирания. Это линеаменты Гамма и Дельта, ориентированные субпараллельно линеаментам Беринга и Альфа и удаленные от последнего на расстояния около 150 и 270 км соответственно. Линеамент Гамма прослеживается в геофизических полях в виде отдельных фрагментов от склона Восточной Камчатки у южной части о. Карагинский до привершинной части хребта Ширшова. Юго-восточная часть этого линеамента выражена в рельефе дна серией подводных вершин (северо-восточнее скв.191), образующих цепочку СЗ простирания. В пределах западного склона хребта Ширшова эта часть линеамента представлена серией крупных уступов СЗ простирания. Северо-западная ветвь линеамента Гамма, в отличие от юго-восточной, в рельефе дна почти не выражена.

Линеамент Дельта трассируется в рельефе дна выступом континентального склона северо-восточнее о. Карагинский и уступами СЗ простирания, расчленяющими западный склон хребта Ширшова на широте 58°. Уступы СЗ простирания расчленяют и восточный склон хребта Ширшова на продолжении линеамента Дельта в юго-восточном направлении, причем в очертаниях западного и восточного склонов хребта различимы признаки левостороннего смещения северной и центральной частей хр. Ширшова по линеаменту Дельта на величину порядка 50 км.

В южной части Командорской котловины, заключенной между линеаментами Беринга и Альфа, находятся весьма примечательные морфоструктуры. В тылу Командорского блока Алеутской дуги, северо-восточнее о. Беринга в рельефе дна отчетливо различимы признаки крупной вулканотектонической структуры, представленной раскрывающимся к северу грабенообразным прогибом (грабен Командор) и сопряженным с этим грабеном поднятием (массив Вулканологов), образованным приподнятыми кромками крыльев грабена и наложенными вулканическими постройками (вулкан Пийпа). Последний является единственным в рассматриваемом регионе подводным вулканом, проявляющим признаки современной активности. Вершины этого вулкана возвышаются над поверхностью аккумулятивных равнин прилегающих участков Командорской котловины на величину более 3500 м. Минимальная отметка глубин наиболее высокой вершины вулкана составляет 345 м.

В юго-восточном направлении от массива Вулканологов в рельефе дна прослеживается поднятие, ориентированное параллельно берингоморскому склону Командорского блока Алеутского хребта (поднятие Южно-Командорское). Куполообразные вершины этого поднятия возвышаются на величину до 350 м относительно гипсометрического уровня прилегающих аккумулятивных равнин.

1.3. СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В морских бассейнах зоны перехода от континента к океану, в том числе и на прикамчатских акваториях, формирование эндогенных форм подводного рельефа происходит на фоне и при непосредственном участии интенсивного осадконакопления. В связи с этим, для выделения и классификации новейших структур морского дна большое значение приобретает изучение их соотношения с молодыми осадочными телами, выявление признаков конседиментационности тектонических движений, образовавших эти структуры. Таким образом, для изучения новейшей тектоники дна акваторий, наряду с данными о рельефе, важнейшее значение имеют детальные сведения о структуре осадочного чехла, в первую очередь - детальные сведения о структуре верхней (плиоцен-четвертичной) части осадочного разреза, её соотношения с подстилающими комплексами пород.

Важнейшей особенностью плиоцен-четвертичного отрезка геологической истории Земли является глобальное изменение климатических условий в сторону похолодания, проявившееся в периодических интенсивных оледенениях суши и связанных с ними гляциоэвстатических колебаниях уровня океана. Эти процессы, получившие наибольшее развитие в четвертичное время, привели к существенному изменению условий осадконакопления, что наиболее ярко проявилось на акваториях, прилегающих к районам мощных горно-долинных оледенений. В ледниковые периоды здесь многократно возрастал терригенный снос, и осадконакопление в этих акваториях определялось, в основном, интенсивным отложением ритмично слоистых толщ обломочного материала, переносимого гравитационными потоками. Эти толщи, получившие название турбидитовых, широко распространены в прибрежных акваториях северной части Тихого океана, где составляют основную часть плиоцен-четвертичного разреза осадков. Турбидитовые толщи, как правило, достаточно уверенно распознаются на сейсмоакустических разрезах по ряду структурных и морфологических признаков. В связи с этим трудно переоценить роль сейсмоакустических исследований при изучении новейшей тектоники дна акваторий, в том числе - и в пределах рассматриваемого региона.

На рис.1.7 представлена схема новейшей тектоники региона. Для акваторий региона схема составлена по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), проведенного в экспедициях Института вулканологии на НИС «Вулканолог» (рис.1.1). При этом были учтены опубликованные данные НСП и МОВ ОГТ, полученные здесь другими исследователями (*Гнибиденко и др., 1980; Васильев, Удинцев, 1982; Беляев и др., 1985; Голубев, Устинов, 1981; Устинов и др., 1985а,б; Ludwig et al., 1971; Rabinowits, Cooper, 1977; Scholl et al., 1977; Baranov et al., 1991*).

Для территории Камчатки показаны изолинии новейших движений и тектонические нарушения в соответствии с работой (*Карта новейшей ..., 1977*).

Мощность осадков определялась относительно поверхности «акустического фундамента», выделение которого по данным НСП для сложных по строению структур всегда отличается значительной долей условности, особенно в отсутствие данных геологического опробования и сведений о скоростных характеристиках слагающих пород. Лишь для Командорской котловины и прилегающего участка Тихоокеанской плиты на основании данных глубоководного бурения можно говорить о соответствии «акустического фундамента» поверхности изверженных магматических пород. Для остальных участков рассматриваемого региона геологическая сущность «акустического фундамента» пока не установлена за редким исключением. По имеющимся данным есть все основания предполагать его латеральную неоднородность, гетерогенность и разновозрастность. Более того, в окрестностях наиболее тектонически активных структур (внутренние склоны глубоководных желобов и внешние склоны хребтов-барьеров) выделяемый по данным НСП «акустический фундамент» иногда может быть представлен молодыми дислоцированными осадками (*Селиверстов, 1987*). Таким образом, для перечисленных выше районов построенные изопакиты следует рассматривать как минимальную оценку мощности осадков, первичное залегание которых не нарушено или слабо нарушено тектоническими движениями.

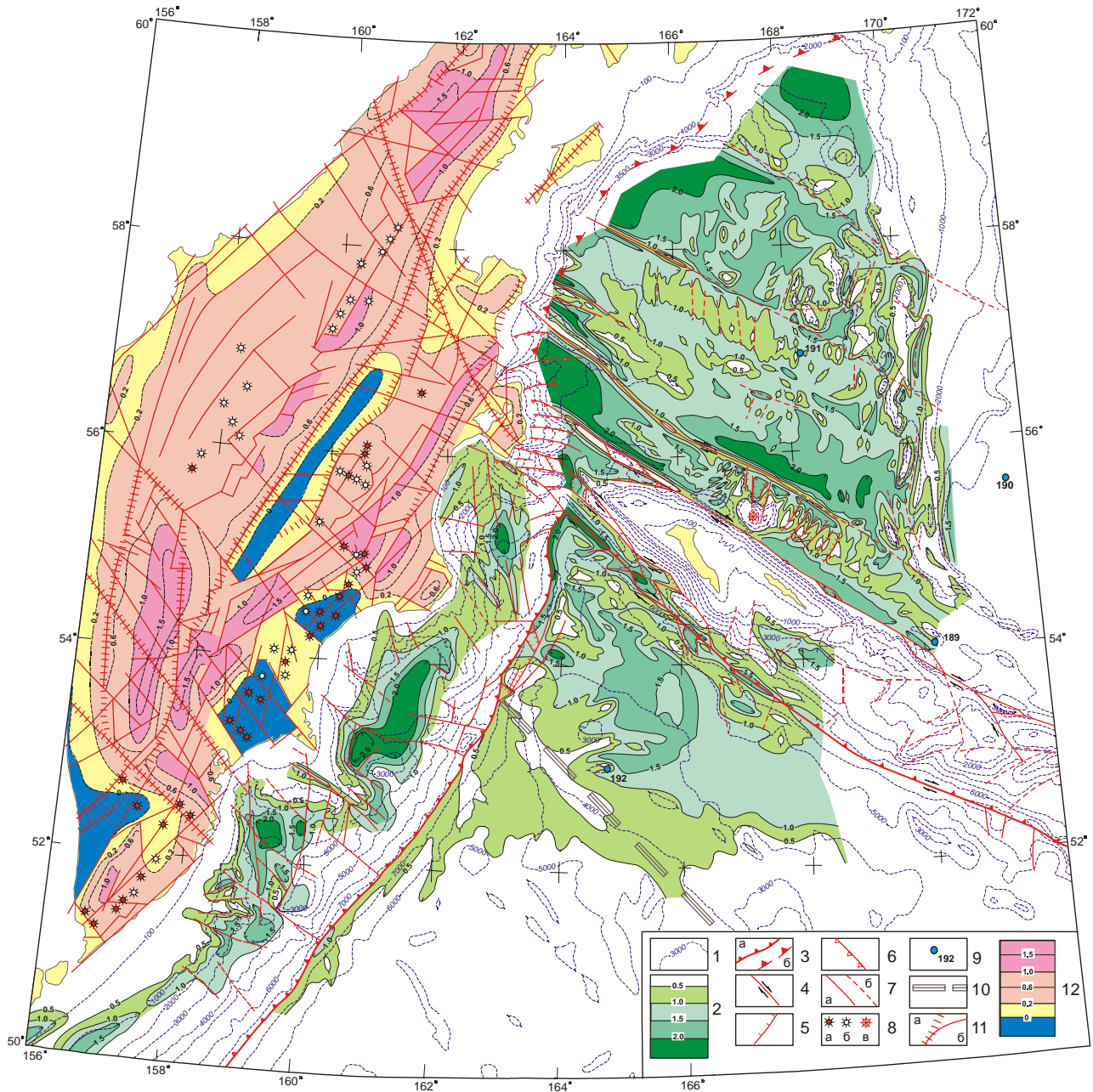


Рис. 1.7. Схема новейшей тектоники Камчатско-Командорского региона.

1 - изобаты (м); 2 - изопакиты (км); 3 - осевые зоны глубоководных желобов (а) и предполагаемое положение северной ветви Курило-Камчатской палеозоны субдукции (б); 4 - 7 - новейшие разрывные нарушения морского дна, выделенные по морфологическим признакам: 4 - сдвиги, 5 - сбросы, 6 - взбросы, 7 - прочие не классифицированные (а) и предполагаемые (б) разрывные нарушения; 8 - современные вулканы, в том числе: наземные действующие (а) и потухшие (б), подводные (в); 9 - скважины глубоководного бурения (*Initial Reports...*, 1973); 10 - предполагаемое продолжение Императорского разлома; 11-12 - элементы неотектоники для территории Камчатки по данным (*Карта новейшей...*, 1979): 11 - новейшие тектонические нарушения, в том числе флексуры (а) и глубинные разломы (б), 12 - изолинии новейших поднятий (км).

На схеме показаны новейшие разрывные нарушения. Их выделение проводилось по морфологическим признакам, т.е. по линейным зонам максимальных градиентов в рельефе дна и морфологии отражающих границ.

Немногочисленные в рассматриваемом регионе данные ГСЗ свидетельствуют о том, что границы крупных, различающихся по строению блоков земной коры в большинстве случаев имеют отчетливую морфологическую выраженность в рельефе дна и структуре верхней части осадочного разреза, что, например, прослеживается по профилю ГСЗ 7-ОС в Авачинском заливе (Аносов и др., 1978). Подобная картина характерна и для других континентальных окраин. Поэтому есть основания полагать, что показанные на схеме разрывные нарушения, выделенные по морфологическим признакам, в значительной мере отражают блоковую структуру земной коры. При этом конечно, нельзя исключить существования в пределах региона новейших глубинных структур, в том числе глубинных разломов, морфологически выраженных очень слабо, или представленных в верхней части разреза системой мелких, трудно различимых оперяющих структур и поэтому не отраженных на представленной схеме.

Ниже мы рассмотрим основные особенности строения осадочного чехла в пределах основных структур региона. В процессе изложения результатов в данном разделе мы будем привлекать в качестве иллюстраций оригинальные сейсмоакустические разрезы. Положение разрезов, используемых в качестве иллюстраций, показано на рис.1.8, где на схеме изученности выделены соответствующие участки профилей и приведена их нумерация.

1.3.1. Тихоокеанская плита

Прикамчатские акватории включают в себя районы, резко отличающиеся по фациальным условиям, генезису и истории формирования осадочного чехла. Наиболее древней структурой региона с сохранившимся первичным залеганием осадочного чехла, является находящийся здесь участок Тихоокеанской плиты. В пределах этого участка отсутствуют системы линейных магнитных аномалий, по которым можно было бы уверенно определить возраст вулканического фундамента и, соответственно, возраст залегающих на нем осадочных тел.

Учитывая тенденции в расположении этих аномалий к востоку от Курильской дуги и южнее центрального сектора Алеутской дуги (Hilde et al., 1976; Кеннет, 1987) можно полагать, что участок Тихоокеанской плиты напротив юга Камчатки соответствует «эпохе спокойного магнитного поля» (85-110 млн.лет), причем второй ее половине, т.е. имеет, по-видимому, турон-сеноманский возраст (90-95 млн.лет). Вулканические породы возв. Обручева, судя по данным глубоководного бурения в скв.192 (Initial Reports, 1973) образованы в маастрихте, т.е. на 20-25 млн.лет позднее. Близкий к маастрихтскому возраст имеют, вероятно, вулканические породы, слагающие Тихоокеанскую плиту к юго-востоку от возв. Обручева и возв. Детройт, куда могут быть проэкстрополированы оси позднемезозойских-раннекайнозойских магнитных аномалий №№ 26-30 с возрастом 60-70 млн. лет, однако в непосредственной близости от этих возвышенностей указанные аномалии не идентифицированы.

Осадочный чехол рассматриваемого участка Тихоокеанской плиты различается по строению с юга на север. Южнее возвышенности Обручева мощность осадков невелика (0.3-0.5 км) и их структура свидетельствует о пелагическом характере осадконакопления. Подобная структура осадков характерна для абиссальных равнин северо-западной части Тихого океана, удаленных от источников сноса терригенного материала и характеризующихся сравнительно малыми скоростями осадконакопления (3-5 мм/тыс.лет).

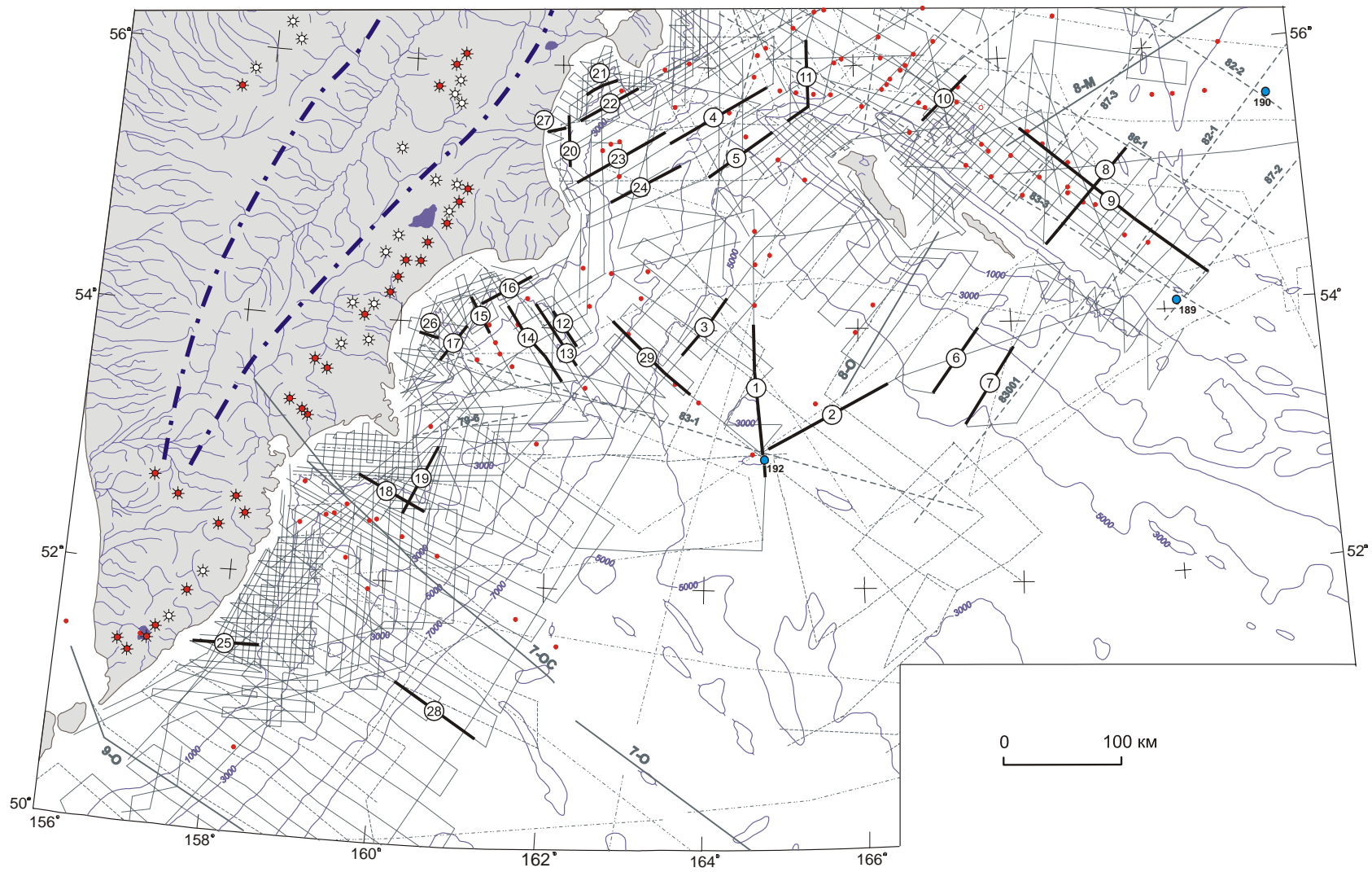


Рис. 1.8. Схема расположения сейсмоакустических разрезов, приводимых в качестве иллюстраций. Номера разрезов указаны цифрами в кружках. Прочие обозначения приведены на рис.1.1.

Несколько иная структура характерна для осадочного чехла возв. Обручева. На рис.1.9-1.11 представлены сейсмоакустические разрезы, характеризующие основные черты его строения в пределах этой возвышенности. Мощность осадков здесь заметно увеличивается. Причем увеличение мощности происходит за счет разрастания верхних горизонтов, проявляющих на сейсмических разрезах признаки выдержанной градиационной слоистости, характерные для осадочных толщ, сформированных при участии терригенного материала алевропелитовой размерности. Действительно, в скв.192, пробуренной на плоской вершине возвышенности Обручева (см. рис.1.9), разрез осадков километровой мощности представлен в верхней части чередованием диатомовых илов и алевритистых глин, мощностью около 150 м, образованных в течение верхнего плиоцена-плейстоцена (за 3.5 млн.лет), т.е. средняя скорость осадконакопления при этом составляла около 40 мм/тыс.лет. Эта часть разреза осадков отображается на сейсмоакустическом разрезе в виде слоистой толщи.

В северо-западном и северо-восточном направлениях от скважины мощность слоистых толщ увеличивается (рис.1.10, 1.11). Именно за счет разрастания слоистых толщ на СВ склоне возв. Обручева образовано крупное осадочное тело Мейджи мощностью до 1.5-2 км, причем скорость осадконакопления в плиоцен-четвертичное время здесь была значительно выше, чем на вершине поднятия и достигала, вероятно, 150-200 мм/тыс. лет. Осадочное тело Мейджи облекает положительные формы рельефа фундамента, образуя вытянутые в ЮЗ направлении «языки» (Селиверстов, 1983). Такое облекание свидетельствует о том, что процесс образования этого осадочного тела был обусловлен поступлением терригенного материала с северо-востока, т.е. со стороны Алеутского хребта и Берингова моря, при этом возвышенность Обручева и ее отдельные положительные морфоструктуры являлись препятствием для распространения обломочного материала в юго-западном направлении.

На представленных сейсмоакустических разрезах (рис.1.9-1.11) отчетливо различимы признаки существования в осадочном чехле возвышенности Обручева «термобарической» отражающей границы (типа «BSR»), которая отличается своим «секущим» положением по отношению к другим границам раздела и субпараллельностью по отношению к поверхности морского дна. К настоящему времени известно, что границы типа «BSR» могут иметь различную природу.

Некоторые из них имеют «газгидратное» происхождение и соответствуют нижней границе зоны образования в осадочном чехле гидратов метана. Их положение в разрезе контролируется Р-Т условиями фазового перехода растворенного в воде метана в кристаллы газового гидрата. Границы такого происхождения известны, например, на внутреннем склоне Мексиканского желоба, где наличие газовых гидратов в соответствующей части осадочного разреза установлено глубоководным бурением (Shipley, Didyk, 1982). Однако известна и другая разновидность такого типа границ, не имеющая отношения к газовым гидратам. Они распространены в осадочном чехле, формирование которого определялось накоплением мощных толщ диатомовых глин. Происхождение таких границ в этих толщах обусловлено контролируемым Р-Т условиями диагенезом осадков: преобразованием диатомовых глин в аргиллит за счет частичного растворения раковин диатомовых микроорганизмов.

Границы такого типа вскрыты в Беринговом море на плато Умнак и хр. Бауэрс скважинами глубоководного бурения 184 и 188 (Scholl, Creager, 1973). Для разложения раковин диатомовых необходимы более высокие значения давлений и температур, чем для разложения газовых гидратов. Поэтому «диагенетические» границы типа «BSR» залегают значительно глубже «газгидратных». В данном случае, есть все основания считать, что «термобарические» отражающие границы в осадочном теле Мейджи на возвышенности Обручева обусловлены диагенетическими процессами в осадочном чехле.

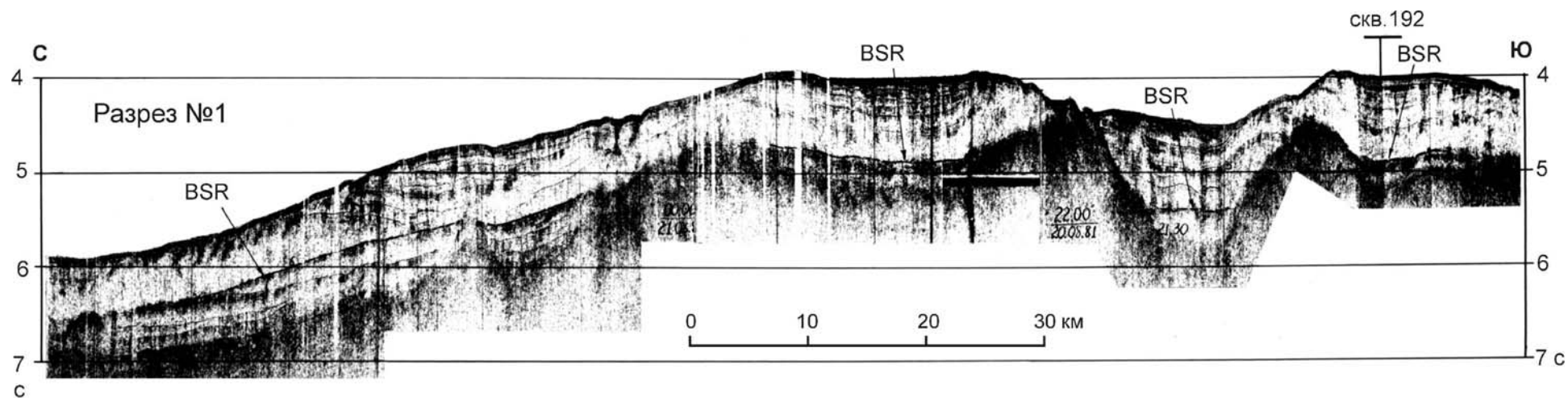


Рис. 1.9. Сейсмоакустический разрез через привершинную часть возвышенности Обручева. Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №1). Разрез получен в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г).

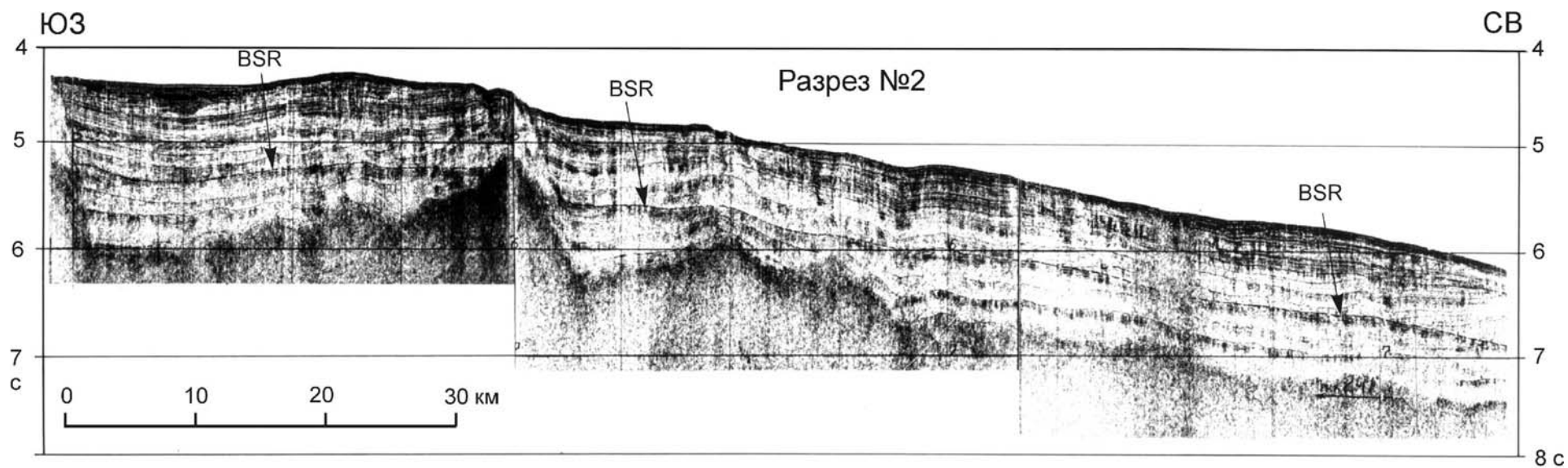


Рис. 1.10. Сейсмоакустический разрез северо-восточного склона возв. Обручева. Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №2).
Разрез получен в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г.).

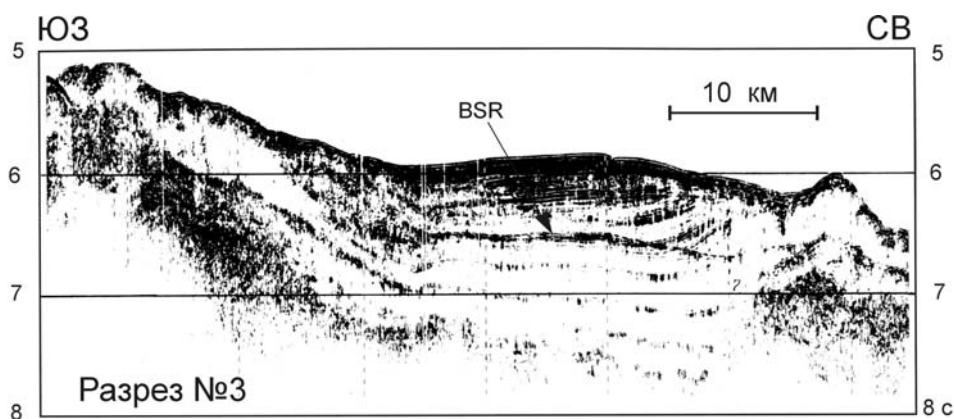


Рис. 1.11. Сейсмоакустический разрез осадочного тела Мейджи на северо-западном склоне возвышенности Обручева. Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №3). Разрез получен в 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г.).

Образование осадочного тела Мейджи, вероятнее всего, было обусловлено приближением возвышенности Обручева к Алеутской дуге. Расстояние между ними, в соответствии с реконструкцией движения Тихоокеанской плиты, стремительно сокращалось в доверхнемиоценовое время и, достигнув около 10 млн. лет назад величины 150-200 км, в дальнейшем оставалось практически неизменным (относительное перемещение происходило вдоль дуги). Особенности минерального состава глинистых минералов по скв.192 также свидетельствует о том, что источником обломочного материала при формировании верхней толщи осадков являлся Командорско-Алеутский хребет (*Курносоев и др., 1981*).

Рельеф и особенности строения осадочного чехла возвышенности Обручева свидетельствуют о том, что эта древняя верхнемезозойско-раннекайнозойская структура была существенно преобразована новейшими тектоническими движениями. Ее западный склон «срезается» структурой Курило-Камчатского желоба с образованием серии «нормальных» ступеней, амплитудой от первых до нескольких сот метров. Крупные сбросовые ступени осложняют фундамент возвышенности в пределах ее северо-восточного склона вплоть до Алеутского желоба, причем движения по сбросовым уступам здесь развивались конседиментационно верхним горизонтам осадочного тела Мейджи, т.е. в плиоцен-четвертичное время. Из-за слабой изученности этого района точное простираие сбросовых уступов не установлено и на схеме (рис.1.7) они не показаны. Имеющиеся данные все же позволяют предположить северо-северо-восточные простираия для наиболее крупных из них.

Поперечный профиль дна возвышенности Обручева асимметричен. Действительно, ЮЗ склон возвышенности образован серией крутых уступов, а линейные очертания этого склона на всем его протяжении свидетельствуют о том, что с юго-запада возвышенность Обручева ограничена крупной зоной тектонических нарушений СЗ простираия, морфологически выраженной перепадом глубин более 1 км. По своему пространственному положению эта зона тектонических нарушений является непосредственным продолжением на СЗ зоны Императорского разлома - одного из крупнейших тихоокеанских линеаментов. Здесь же обратим внимание на одну важную особенность в строении привершинной части возвышенности Обручева - наличие крупной симметричной грабенообразной структуры (см. рис.1.9). Ширина осевой части этой структуры превышает 10 км при видимой глубине погружения осевого блока - более 400 м по поверхности дна и более 1 км по фундаменту. Протяженность этого грабена пока не установлена, но по имеющимся данным можно достаточно уверенно говорить о его субширотном простираии (рис.1.7) и предполагать его парагенетическую связь с упомянутой ранее зоной тектонических нарушений СЗ простираия (Императорским разломом), ограничивающей с юго-запада возвышенность Обручева. Важно подчеркнуть, что наблюдаемое пространственное соотношение этих структур (грабена на вершине возвышенности Обручева и зоны тектонических нарушений вдоль её юго-западного склона), можно рассматривать как свидетельство левосторонних сдвиговых смещений вдоль юго-западного склона возвышенности и, соответственно, по Императорскому разлому.

1.3.2. Глубоководные желоба

Северо-западной и северо-восточной границами рассматриваемого участка Тихоокеанской плиты являются Курило-Камчатский и Алеутский глубоководные желоба. Фундамент и осадочный чехол океанической плиты в пределах внешнего борта как Курило-Камчатского, так и Алеутского желобов разбиты многочисленными разрывными нарушениями на блоки различных размеров (от нескольких сот метров до первых десятков километров). Последовательность этих блоков уверенно прослеживается до осевой части глубоководного желоба. Далее, в направлении внутреннего борта желоба, картина становится более сложной и неоднозначной. Для южной части камчатской ветви глубоководного желоба, как и для курильской ветви, по сейсмическим данным вулканический фундамент Тихоокеанской плиты, иногда вместе со слоем пелагических осадков, часто удается проследить под внутренним бортом желоба на значительные (десятки километров) расстояния от его оси (*Гнибиденко и др., 1980; Гнибиденко, 1987*). Аналогичное «подныривание» Тихоокеанской плиты под внутренний борт желоба наблюдается также для центрального и восточного секторов Алеутской дуги (*McCarthy, Scholl, 1983; Scholl et al., 1987*). Подобная картина характерна для многих глубоководных желобов и соответствует классической модели субдукции (*Сили и др., 1978*).

Для северной части Курило-Камчатской дуги (севернее Шипунского п-ова) и западного сектора Алеутской дуги характер сочленения Тихоокеанской плиты с островодужными склонами заметно отличается от упомянутого выше «классического» варианта. В работе (*Селиверстов, 1998*) показано, что процесс субдукции сопровождается здесь своеобразным аккреционным процессом: причленением к материковому борту желоба значительных по размеру фрагментов океанической коры.

Западный сектор Алеутского глубоководного желоба, прилегающий к Командорскому блоку Алеутского хребта, по строению дна резко отличается от других глубоководных желобов, в том числе и от Курило-Камчатского. На одно из этих отличий (отсутствие краевого океанического вала, или внешнего поднятия) уже обращалось внимание в предыдущем разделе. Здесь мы рассмотрим другие, не менее интересные особенности этой морфоструктуры.

На рис.1.12 (а,б) представлены сейсмоакустические разрезы западного окончания Алеутского желоба в зоне его сочленения с северным окончанием Курило-Камчатского желоба и континентальным склоном Восточной Камчатки. На разрезах можно видеть, что между внешним склоном Алеутского желоба и склоном Командорско-Алеутского хребта заключена сложно построенная зона, в которой выделяется крупное асимметричное поднятие, протягивающееся в СЗ направлении. Это поднятие ограничивает с севера современную структуру Курило-Камчатского глубоководного желоба. Более пологий склон поднятия обращен к Алеутскому желобу, причем осадочный чехол на этом склоне по структуре сопоставим с осадочным чехлом прилегающего участка Тихоокеанской плиты. Северо-восточный склон поднятия, обращенный к Командорско-Алеутскому хребту, практически на всём протяжении отличается значительной крутизной и линейными очертаниями, свидетельствующими о контроле этого склона зоной тектонических нарушений - разломом Стеллера. Из сказанного следует, что между современной структурой Алеутского глубоководного желоба и тихоокеанским склоном Командорско-Алеутского хребта заключен значительный по величине фрагмент земной коры, сопоставимый по структуре осадочного чехла с прилегающими участками Тихоокеанской плиты. Это даёт основания предполагать наличие у основания тихоокеанского склона Командорско-Алеутского хребта фрагментов Тихоокеанской литосферной плиты, отсеченных современной структурой глубоководного желоба и вошедших в состав островодужного склона в виде своеобразного аккреционного комплекса.

Признаки подобных аккреционных процессов наблюдаются фактически на всём протяжении западного сектора Алеутского желоба, однако характер их проявления не везде одинаков.

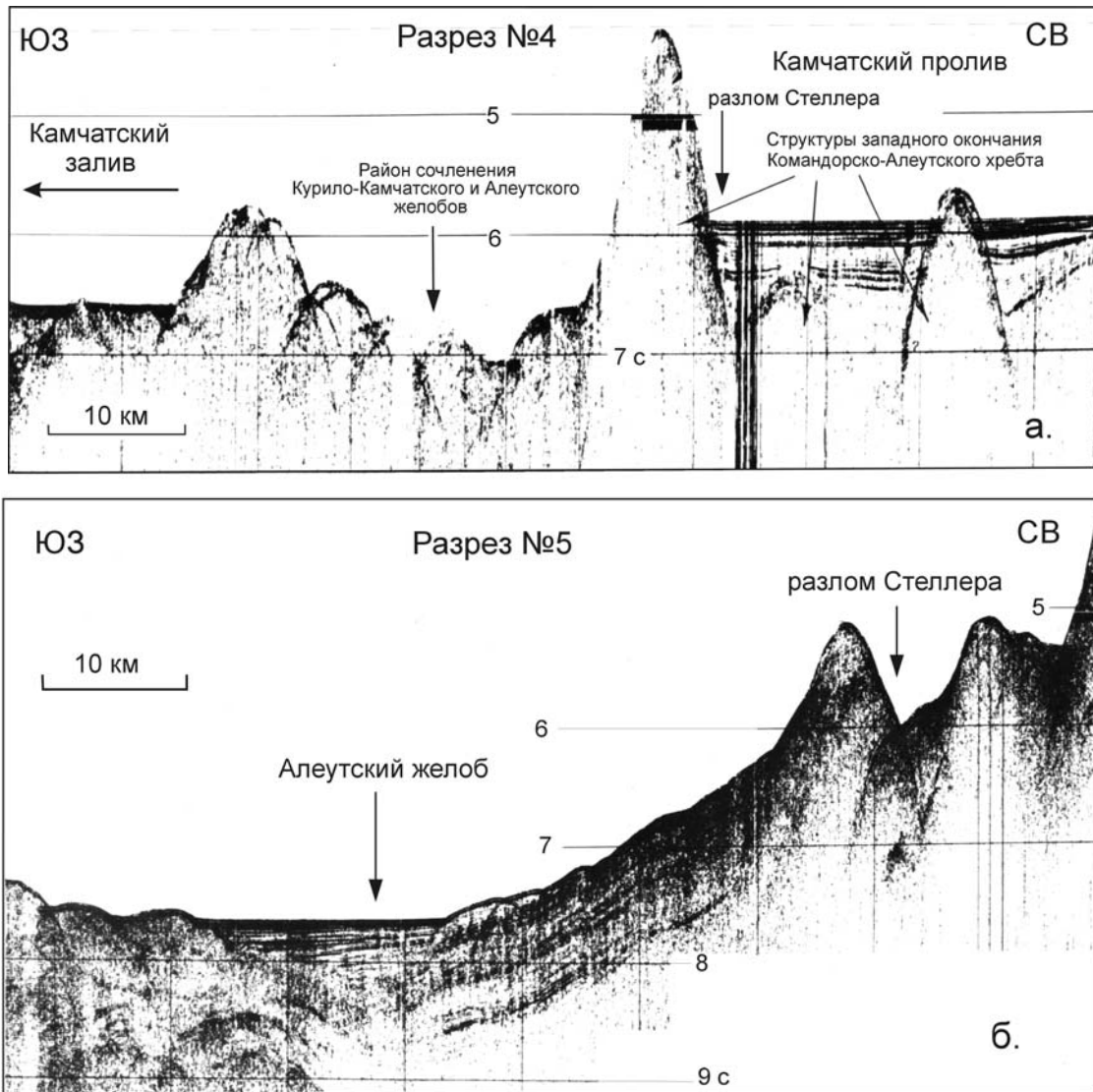


Рис. 1.12 а,б. Сейсмоакустические разрезы структур западного окончания Алеутской островной дуги западнее о. Беринга. Положение разрезов приведено на рис. 1.8 (соответственно, разрезы №4 и №5). Разрезы получены в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г).

На рис.1.13 (а,б) представлены сейсмоакустические разрезы Алеутского желоба к югу от о. Медный. На первом из них (рис.1.13а) видно, что по обе стороны от осевой депрессии желоба дно сложено идентичными по размерам и структуре осадочного чехла тектоническими блоками, которые, по сути, являются фрагментами раздробленного края Тихоокеанской плиты. Аналогичная последовательность тектонических блоков прослеживается и на соседнем (к востоку) пересечении желоба (рис.1.13б), однако здесь возникают сомнения, какую из депрессий относить к осевой структуре. В этом проявляется еще одна важная особенность западного сектора Алеутского желоба: отсутствие единой, выдержанной по простиранию желоба осевой депрессии, по которой обычно проводится граница между океаническими и островодужными структурами. Создаётся впечатление, что отдельные участки западного сектора Алеутского желоба представлены кулисными последовательностями непротяженных, а иногда - и изометричных в плане грабенообразных прогибов и сбросовых ступеней, чередующихся с более протяженными продольными магистральными структурами (типа разлома Стеллера).

Такое строение не характерно для желобов субдукционного типа, но вполне соответствует представлениям о сдвиговой природе западного сектора Алеутского желоба. Из анализа батиметрических построений (рис.1.2, 1.5, 1.6) можно сделать заключение, что наиболее крупные сбросовые ступени, ограничивающие современные грабенообразные прогибы западного сектора Алеутского желоба (в том числе на его внутреннем и внешнем склонах), имеют преобладающие простирания от ССЗ до СВ, что соответствует ориентации структур растяжения в

правосторонней зоне сдвиговых дислокаций, ориентированной в СЗ направлении, т.е. по направлению западного сектора Алеутской дуги.

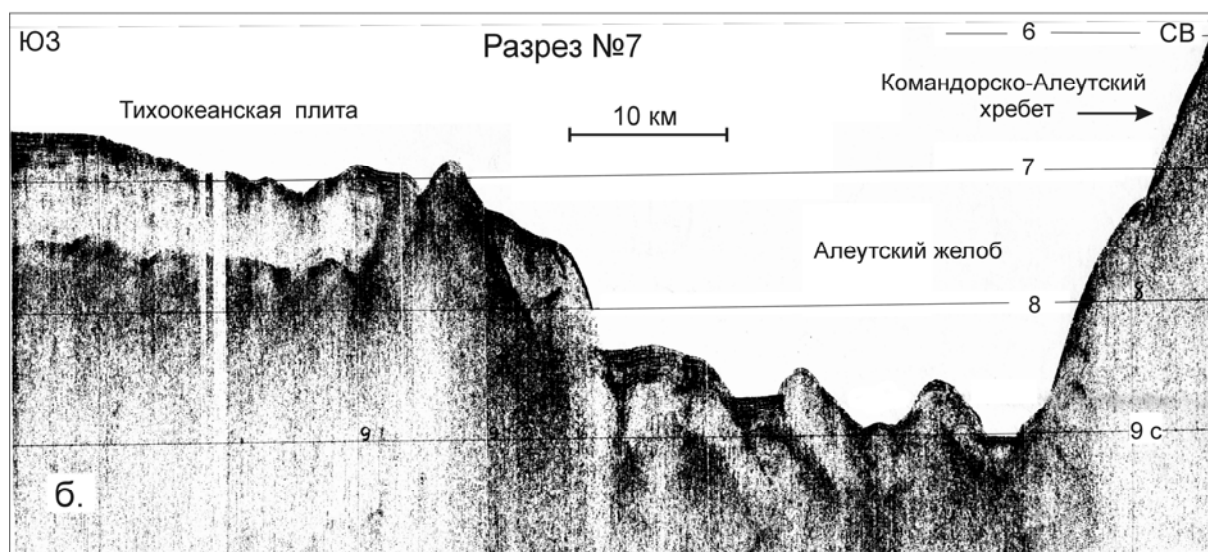
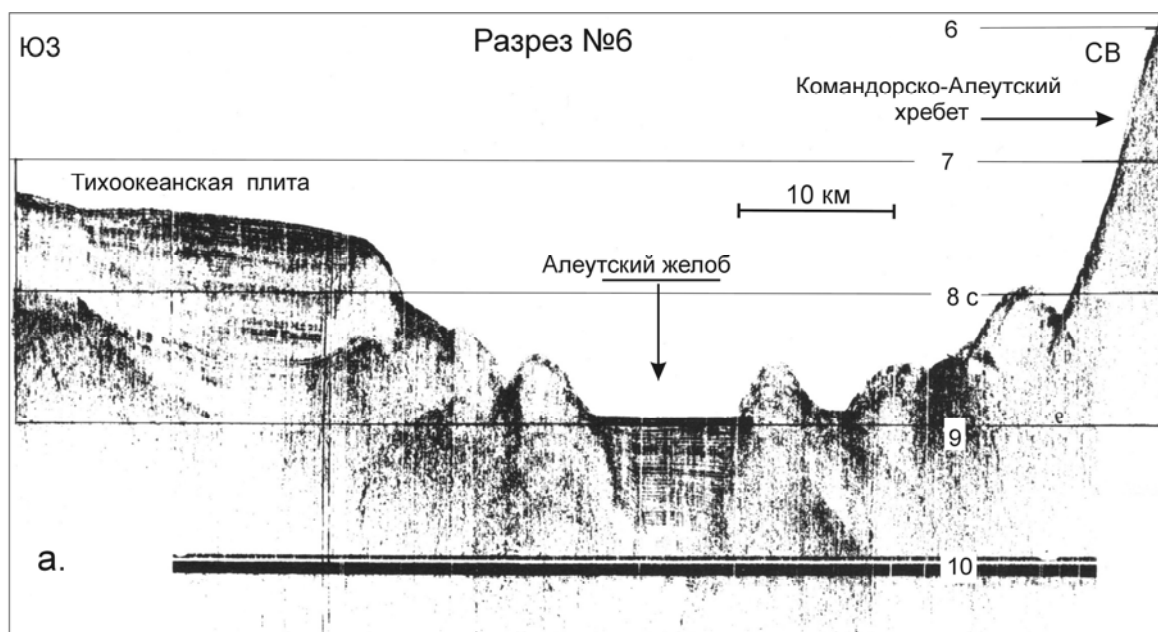


Рис. 1.13 а,б. Примеры сейсмоакустических разрезов западной части Алеутского глубоководного желоба к югу от о. Медный. Положение разрезов приведено на рис. 1.8 (а - №6, б - №7). Разрезы получены в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г.).

Реликтовый осадочный чехол раздробленного края Тихоокеанской плиты в осевых зонах глубоководных желобов часто перекрыт мощными линзами молодых осадков, характеризующихся на сейсмических разрезах выдержанной субгоризонтальной слоистостью, типичной для отложений дистальных турбидитов. Эти линзы, получившие название турбидитовых клиньев, приурочены к местам, где глубоководные желоба имеют сообщение с системой каньонов и эрозионных долин Восточной Камчатки и Командорских островов. Наиболее мощные линзы турбидитов залегают в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов, а также в Курило-Камчатском желобе у южных окончаний хребтов Шатского и Кроноцкого.

Уже первые данные по глубоководному бурению в Алеутском и Вашингтонско-Орегонском желобах показали, что мощный турбидитовый клин в осевой части этих желобов образован в течение последнего миллиона лет. Причем скорости осадконакопления в периоды низких уровней океана, т.е. в периоды ледниковый, резко возрастали, достигая 2-3 м/тыс. лет, и уменьшались более чем на порядок в периоды межледниковий (Фон Хюне, 1978; Шолл, 1978). Поскольку упомянутые явления носили глобальный характер, есть все основания полагать, что толщи турбидитов в Курило-Камчатском и западной части Алеутского желобов являются, в основном, плейстоценовыми образованиями. Их формирование было обусловлено резкими гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана, характерными для последнего миллиона лет. Хотя подобные колебания отмечались еще в плиоцене и даже в миоцене, их амплитуды достигли максимальных для кайнозоя значений лишь в плейстоцене, что привело к резкой активизации подводных эрозионных процессов и увеличению объемов обломочного материала, выносимого гравитационными потоками в глубоководные акватории, в том числе - в осевые зоны глубоководных желобов.

1.3.3. Командорская котловина

Командорская котловина характеризуется «океанической» структурой земной коры. Этот вывод был сделан по результатам ГСЗ, проведенного в юго-восточной части котловины (профиль 8-М) в период Международного Геофизического Года (*Строение ...*, 1964) и подтвержден более поздними исследованиями ГСЗ по системе различно ориентированных профилей в центральной части котловины (*Shor, Fornari, 1976*). Мощность земной коры в центральной части котловины составляет около 7 км. При этом земная кора Командорской котловины несколько отличается от «типичной океанической» увеличенной мощностью 2-го слоя со скоростью продольных волн 5.5 км/с (более 3 км), и сокращенной мощностью (около 2.5 км) «базальтового» слоя, со скоростями продольных волн 6.8 км/с. Установлены также азимутальные вариации скорости продольных волн (анизотропия скоростей) по границе Мохоровичича, от 7.9 км/с в ССВ направлении до 8.1 км/с в ЗСЗ направлении.

Породы вулканического фундамента Командорской котловины вскрыты скважиной 191 (*Initial Reports ...*, 1973). Эти породы представлены толеитовыми базальтами. Первоначально их возраст был определен как среднеолигоценый (*Stewart et al., 1973*), однако более поздние исследования позволили отнести их к породам верхнего миоцена с возрастом около 9.3 млн. лет (*Rubinstone, 1985; Scholl et al., 1986*). Скважиной 191 вскрыт осадочный разрез мощностью около 900 м. Нижние 400 м осадочного разреза представлены литифицированными алевролитовыми глинами, переслаивающихся с песками. Выше залегает толща переслаивающихся диатомовых и илистых глин и глинистых песков мощностью около 200 м.

Верхняя часть разреза представлена 300-метровой толщей классических турбидитов песчано-алевритовой размерности. Нижние 500 м разреза осадков имеют верхнемиоцен-плиоценовый возраст, верхние 400 м - верхнеплиоцен-плейстоценовый, причем самая верхняя 300-метровая толща турбидитов образована, по-видимому, за последний миллион лет при наиболее высоких скоростях осадконакопления - порядка 300-400 мм/тыс. лет (*Точилина, 1980*).

По данным сейсмического профилирования, рельеф фундамента Командорской котловины более разнообразен, чем рельеф дна. Поэтому представленная на рис.1.7 схема мощности осадков для района Командорской котловины дает одновременно представление о рельефе фундамента.

В структуре осадочного чехла и рельефе фундамента Командорской котловины ярко проявились отмеченные в предыдущем разделе «транскомандорские» линеаменты Беринга, Альфа, Гамма и Дельта, имеющие СЗ простирание, а также поднятия и прогибы, вытянутые в этом же направлении. Скв.191 пробурена у восточного окончания одного из таких поднятий, расположенного южнее линеамента Гамма.

Осадочные прогибы Командорской котловины с мощностью осадков более 1.5 – 2.0 км приурочены к подножию континентального склона Восточной Камчатки, а также прослеживаются вдоль линеаментов Беринга, Альфа, Гамма и Дельта и западного склона хр. Ширшова. Увеличение мощности осадков в прогибах обусловлено, в основном, разрастанием мощностей верхних толщ, имеющих, судя по скв.191, верхнеплиоцен-четвертичный возраст.

В рельефе фундамента поднятий отчетливо расшифровывается еще один структурный план, характеризующийся простираниями от субмеридиональных до северо-восточных. Такие простирания характерны для блоков, слагающих эти поднятия.

Наиболее ярко северо-восточные и субмеридиональные простирания блоков проявлены в южной части Командорской котловины. Здесь в рельефе акустического фундамента прослеживается крупное поднятие, вытянутое в северо-западном направлении вдоль западного сектора Алеутской дуги более чем на 400 км - поднятие Южно-Командорское. На рис.1.14 представлен сейсмоакустический разрез, пересекающий это поднятие восточнее о. Медный. На разрезе видно, что поперечный профиль поднятия асимметричен. Более крутой склон обращен к Командорско-Алеутскому хребту, а пологий прослеживается в северо-восточном направлении до небольшого хребта, являющегося фрагментом «транскомандорского» линеамента Альфа. Сводная часть поднятия часто выражена в рельефе дна цепочкой куполообразных морфоструктур, возвышающихся над плоской поверхностью аккумулятивной равнины на первые сотни метров. На северо-восточном склоне поднятия в структуре осадочного чехла различимы признаки дислокаций, в том числе - признаки структур, напоминающих диапировые купола.

На рис.1.15 представлен сейсмоакустический разрез, ориентированный вдоль этого склона, а на рис.1.16 (а,б,в) более крупным планом показаны отдельные фрагменты этого разреза. На этих разрезах видно, что осадочный чехол и фундамент здесь действительно отличаются широким развитием дислокаций. Прежде всего, обращает на себя внимание раздробленность акустического фундамента на последовательность асимметричных блоков, ограниченных одно-сторонней системой сбросовых уступов амплитудой до нескольких сотен метров. Установлено, что эти блоки имеют простирания от субмеридиональных до северо-северо-восточных, а ограничивающие их сбросовые уступы обращены на ЗСЗ. Осадочный чехол поднятия также повсеместно нарушен многочисленными сбросами амплитудой до нескольких десятков метров, проникающими в самые верхние горизонты осадочного чехла (рис.1.16). На разрезах отчетливо различимо характерное для сбросов падение сместителей под опущенное крыло. Там, где удалось прокоррелировать эти сбросы по двум и более профилям, установлено, что они ориентированы субмеридионально и характеризуются углами падения сместителей порядка $50-70^{\circ}$.

В осадочном чехле поднятия проявлен еще один тип дислокаций. Это упоминавшиеся выше «диапировые» структуры (рис.1.16 б,в). Они приурочены, как правило, к сбросовым уступам фундамента, хотя некоторые из этих структур обнаружены и там, где рельеф фундамента не осложнен уступами. Упомянутые «диапировые» структуры фиксируются на разрезах «куполообразными» зонами потери корреляции отраженного сигнала, антиклинальными изгибами осадочных слоёв и развитием небольших грабенов и сбросов над этими «куполообразными» зонами. Подобные структурные признаки характерны для зон развития диапиров и, в данном случае, могут рассматриваться как результат внедрения по разрывам фундамента восходящих потоков вещества.

Наиболее интенсивная тектоническая раздробленность акустического фундамента и максимальные амплитуды сбросовых уступов в пределах рассматриваемого поднятия отмечаются к северо-востоку от о. Беринга. Здесь поднятие осложнено крупной структурой растяжения - грабеном Командор. На рис.1.17 представлен сейсмоакустический разрез, пересекающий северо-восточную часть этого грабена. На разрезе видно, что различие гипсометрических уровней аккумулятивных равнин в грабене и на прилегающих участках котловины превышает 400 м. Грабен Командор, как и другие структуры растяжения южной части Командорской котловины, контролируется сбросами субмеридионального - ССВ простираний.

Более подробно строение этого грабена будет рассмотрено в последующих разделах. Здесь же необходимо отметить, что с грабеном Командор генетически связана зона новейших и современных проявлений подводного вулканизма. В связи с этим есть основания полагать, что рассмотренные выше «диапировые» структуры над сбросовыми уступами южной части Командорской котловины могут быть обусловлены новейшими и современными магматическими процессами (внедрением в осадочный чехол магматических тел). В пользу такого предположения свидетельствует пространственная приуроченность к зоне развития структур растяжения в южной части Командорской котловины области аномально высоких значений теплового потока.

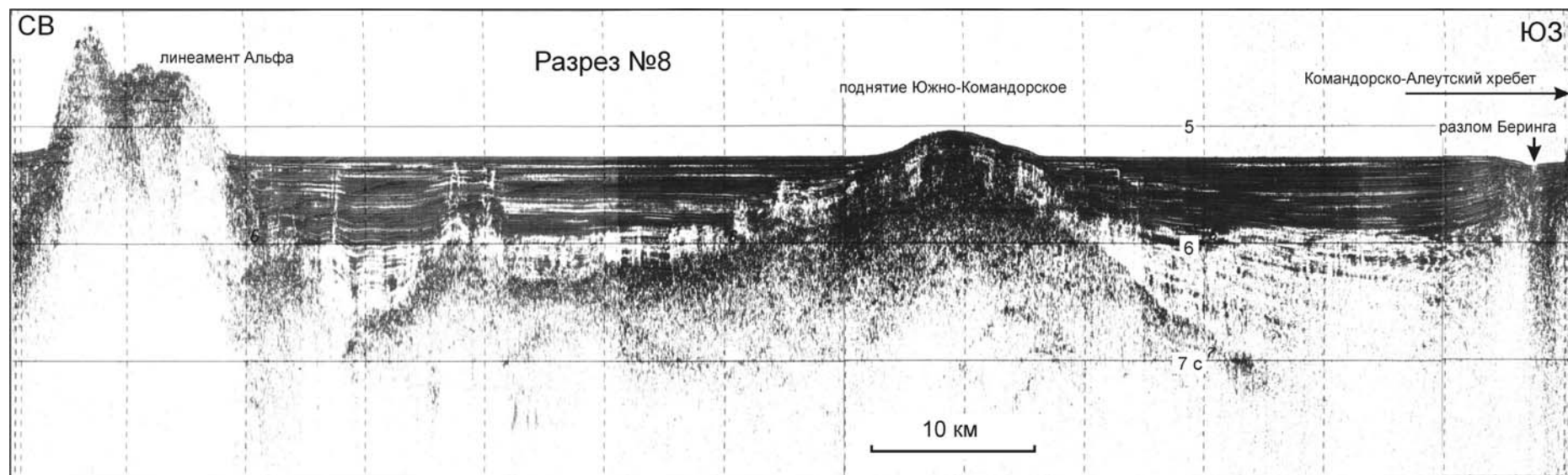


Рис. 1.14. Сейсмоакустический разрез поднятия Южно-Командорское. Получен в 26 рейсе НИС «Вулканолаг» (1986 г.). Положение разреза показано на рис. 1.8 (разрез №8).

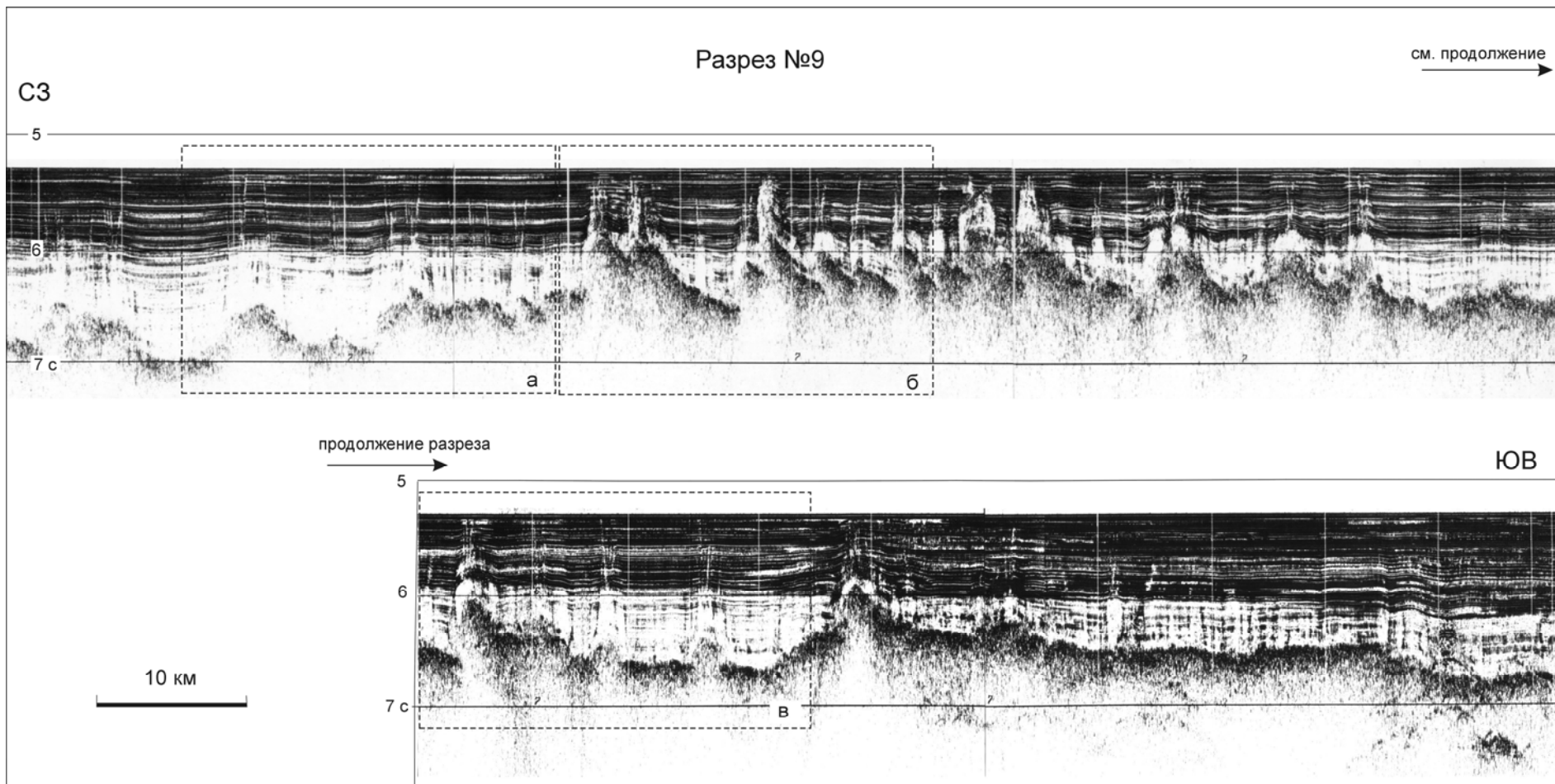


Рис. 1.15. Сейсмоакустический разрез южной части Командорской котловины по профилю вдоль СВ склона поднятия Южно-Командорское. Получен в 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г.). Положение разреза приведено на рис. 1.8 (разрез №9). На разрезе выделены участки (а, б, в), представленные более крупным планом на рис.1.16.

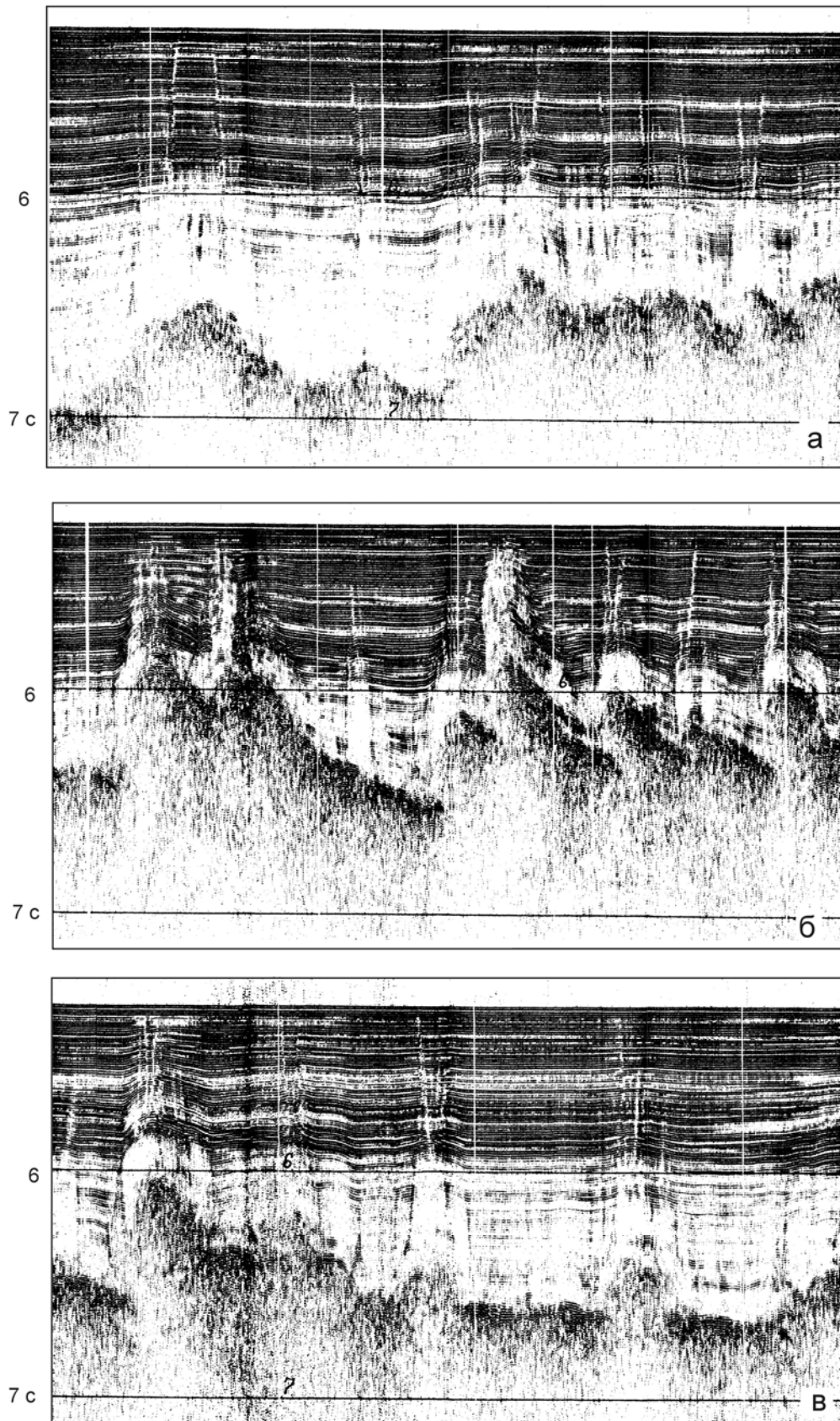


Рис. 1.16 а,б,в. Фрагменты сейсмоакустического разреза, представленного на рис.1.15.

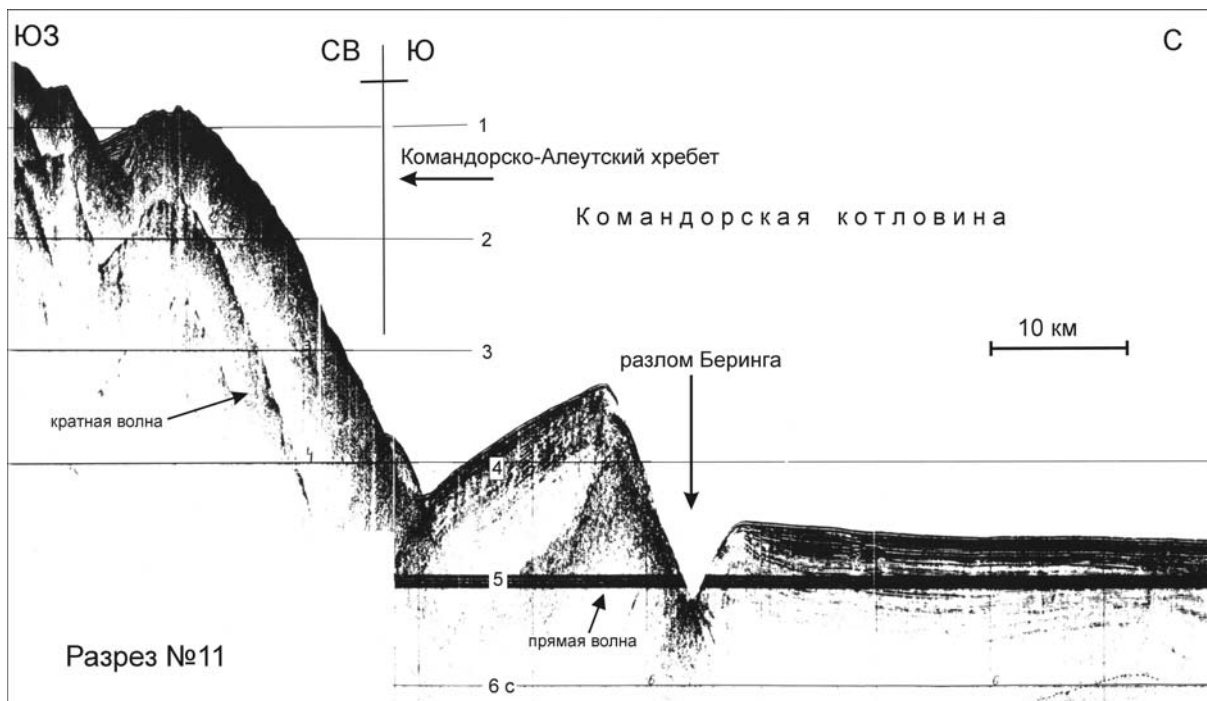


Рис. 1.18. Сейсмоакустический разрез берингоморского склона Командорско-Алеутского хребта западнее о. Беринга. Получен в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г.). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №11).

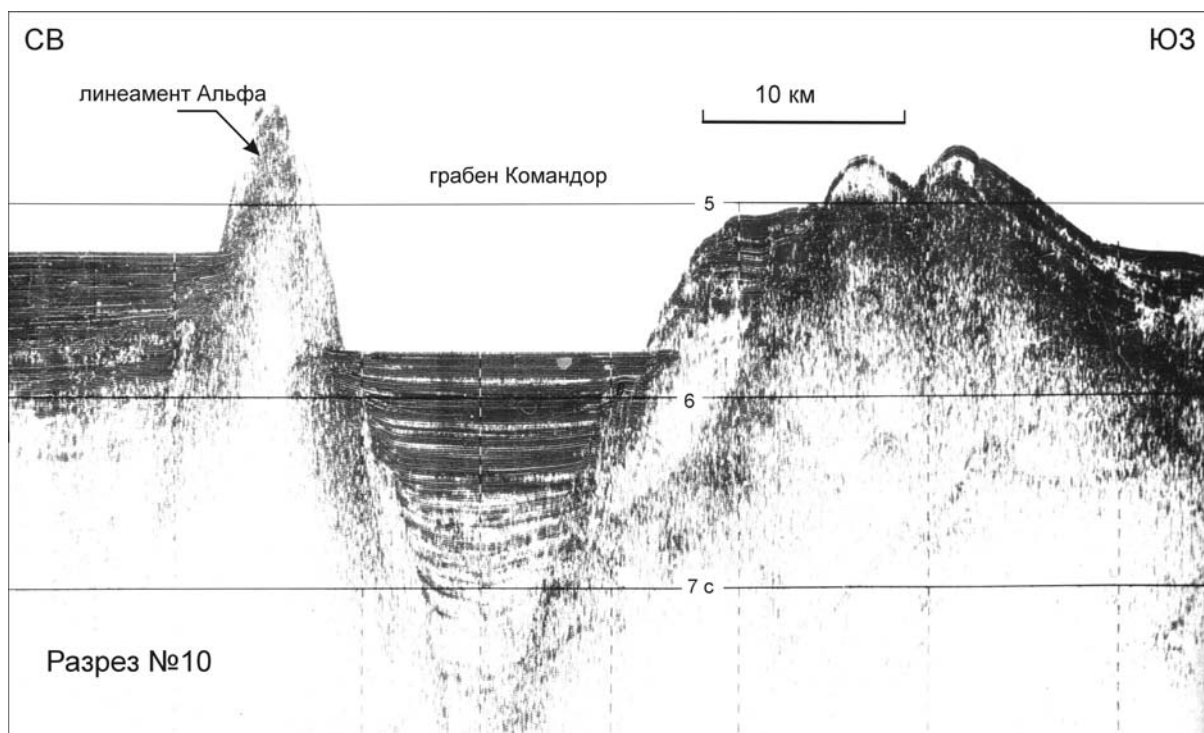


Рис. 1.17. Сейсмоакустический разрез северо-восточной части грабена Командор. Получен в 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г.). Положение разреза приведено на рис.1.8 (разрез №10).

Рассмотренные выше примеры свидетельствуют о том, что южная часть Командорской котловины, прилегающая к западному сектору Алеутской дуги, в новейшее время была (и остаётся) ареной развития субмеридионально ориентированных структур растяжения. Пространственное соотношение этих структур с разломом Беринга и западной частью линейного элемента Альфа свидетельствуют об их парагенетической связи, соответствующей условиям правосторонней сдвиговой зоны, ориентированной вдоль западного сектора Алеутской островной дуги.

В предыдущем разделе, рассматривая структурное обрамление западного окончания Алеутского желоба, мы обращали внимание на своеобразный аккреционный комплекс у основания тихоокеанского склона Командорско-Алеутского хребта, представленный, судя по структуре осадочного чехла, фрагментами Тихоокеанской литосферной плиты. Аналогичные процессы наблюдаются и по другую сторону этого хребта, у основания его берингоморского склона. На рис.1.18 представлен сейсмоакустический разрез, пересекающий СВ склон Командорско-Алеутского хребта западнее о. Беринга. На разрезе видно, что к основанию склона здесь причленён блок земной коры с характерной для Командорской котловины структурой осадочного чехла. От Командорской котловины этот блок отсечен разломом Беринга. Наблюдаемый на разрезе наклон поверхности аккумулятивной равнины, слагающей плоскую вершину этого блока, свидетельствует о его «прокидывании» новейшими тектоническими движениями в сторону Командорско-Алеутского хребта.

По данным батиметрии (рис.1.6), рассмотренный выше блок имеет субширотное простирание, соответствующее ориентации структур сжатия в правосторонней сдвиговой зоне СЗ простирания. Выше по склону хребта и на его шельфе в рельефе дна выделяется серия подобных субширотно ориентированных блоков. Не исключено, что такое строение склона здесь обусловлено аккрецией последовательности тектонических блоков (чешуй) прилегающего участка Командорской котловины, их причленением к Командорско-Алеутскому хребту по системе субширотных надвигов, развивающихся в условиях упомянутой выше правосторонней сдвиговой зоны. Драгированные на этом участке склона магнезиальные андезиты с датировкой абсолютного возраста 8,8 млн. лет (*Scholl et al., 1976*), соответствуют, вероятно, обдуцированным в новейшее время породам фундамента южной части Командорской котловины. В пользу такого предположения свидетельствует присутствие магнезиальных андезитов в составе магматических пород фундамента южной части Командорской котловины, предположительно верхнемиоценового возраста, поднятых на массиве Вулканоологов (*Волынец и др., 1992; Селиверстов и др., 1995б; Селиверстов, 1998*).

1.3.4. Шельф и континентальный склон Восточной Камчатки

Наиболее сложным объектом для изучения структуры осадочного чехла является шельф и континентальный склон Восточной Камчатки и склоны Командорского блока Алеутского хребта. Выше мы упоминали об условности выделения здесь акустического фундамента по данным сейсмического профилирования. Так, в пределах материкового борта Курило-Камчатского желоба под поверхностью дна, как правило, признаки слоистого строения разреза по сейсмическим данным установить не удастся. Исключение составляют маломощные линзы современных осадков, залегающие на ступенях материкового борта. Вверх по склону иногда удается проследить признаки постепенного перехода «акустически немых» комплексов материкового борта в слоистые толщи осадков на внешних склонах хребтов-барьеров. Это свидетельствует о том, что «акустически немые» комплексы материкового борта в значительной мере могут быть представлены дислоцированными осадками.

Судя по результатам глубоководного бурения на склонах Японского (*Von Huene et al., 1980*), Алеутского (*Kulm et al., 1973*) и других глубоководных желобов, дислоцированные осадки действительно образуют в нижней части континентального склона мощные осадочные тела - аккреционные призмы, структура которых чрезвычайно сложна и не может быть изучена даже с применением современных средств регистрации и обработки сейсмических данных.

Осадочный чехол седиментационных впадин Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов отличается более простым строением, хотя достоверные данные о составе и возрасте осадочных комплексов и пород акустического фундамента здесь практически отсутствуют (за исключением западной части Кроноцкого залива).

Верхняя часть осадочного разреза седиментационных впадин обычно представлена ритмично слоистыми толщами с субгоризонтальными границами раздела и признаками грави-

тационного перемещения осадков при формировании слоев, что указывает на их принадлежность к турбидитам. Образование этих толщ связано, вероятнее всего, с резким увеличением сноса терригенного материала в ледниковые периоды верхнего плиоцена-плейстоцена. Эти толщи составляют основную часть осадочного заполнения седиментационных впадин Восточной Камчатки. Их мощность достигает максимальных значений в южной части котловины Кроноцкого залива (1.5 - 2 км), в центральных частях котловин Авачинского (1 - 1.2 км) и Камчатского (0.8 - 1 км) заливов. Максимальные мощности турбидитов соответствуют, как правило, наиболее погруженным участкам впадин и основаниям склонов. Их первичное залегание часто нарушено тектоническими движениями, а у основания склонов - гравитационно-оползневыми процессами и эрозией. Толщи турбидитов подстилаются, как правило, акустически прозрачным осадочным комплексом. По границе их раздела часто отмечается угловое несогласие. Это несогласие наиболее ярко выражено в периферийных частях котловин, где носит характер подошвенного налегания.

Ниже мы кратко рассмотрим основные черты и некоторые особенности строения осадочного чехла на акваториях заливов Восточной Камчатки по данным сейсмоакустических исследований и немногочисленным данным геологического опробования.

В Кроноцком заливе соотношение акустически прозрачного осадочного комплекса с залегающими выше толщами турбидитов и подстилающим акустическим фундаментом изучено достаточно подробно. На рис.1.19 (а,б,в) представлены сейсмоакустические разрезы, ориентированные вкост котловины Кроноцкого залива и её восточного обрамления (Кроноцкого хребта).

На рис.1.19 (б), акустически прозрачный осадочный комплекс (В) прослеживается непрерывно от западного склона Кроноцкого залива до Кроноцкого хребта (иногда до его внешнего склона). При этом этот комплекс залегает согласно с поверхностью акустического фундамента (С) и сравнительно выдержан по мощности. В привершинной части Кроноцкого хребта акустически прозрачный комплекс также повсеместно прослеживается, причем в северной части хребта он частично срезается поверхностью абразионно-аккумулятивной террасы, погруженной в настоящее время на глубину более 2.5 км.

Судя по «конформности» акустически прозрачного комплекса, его формирование происходило, вероятнее всего, на относительно плоской поверхности акустического фундамента, а современное залегание обусловлено более поздними тектоническими движениями, сформировавшими котловину залива, её западный склон и хребет-барьер. При этом тектонические движения проявлялись конседиментационно по отношению к верхней турбидитовой толще (А), что хорошо видно на представленных разрезах (рис.1.19).

В направлении шельфа Кроноцкого залива акустический фундамент и конформный акустически прозрачный осадочный комплекс воздымаются и срезаются поверхностью абразионной террасы, внешняя кромка которой опущена до глубин около 1 км (рис.1.20). На плоской поверхности этой террасы залегает комплекс шельфовых отложений, мощность которого возрастает по направлению к внутренней бровке шельфа. В структуре комплекса шельфовых отложений различимы признаки многочисленных несогласий, которые будут подробно рассмотрены в следующем разделе.

Шельф и склон Кроноцкого залива расчленены глубокими каньонами и эрозионными врезами. Масштабы эрозионного расчленения шельфа и склона в северо-западной части залива проиллюстрированы на рис.1.21. На представленном сейсмоакустическом разрезе видно, что эрозионные врезы (каньон Ольги и его многочисленные притоки) полностью расчленяют осадочные комплексы (А, В) и глубоко врезаются в акустический фундамент (С). При этом бортами каньонов и эрозионных врезом срезаются породы обоих осадочных комплексов и акустического фундамента.

Аналогичная картина наблюдается и для более южных участков шельфа и склона Кроноцкого залива, где расположены ещё более впечатляющие по размерам каньоны - Жупановский и Кроноцкий. На рис.1.22 представлен сейсмоакустический разрез внешнего шельфа, ориентированный вкост Кроноцкого каньона. Глубина этого каньона здесь достигает 2-х км, причем основная часть русла врезана в породы акустического фундамента. На представленном разрезе можно проследить ещё одну важную черту многих каньонов Восточной Камчатки: их приуроченность к зонам тектонических нарушений. Действительно, на разрезе отчетливо видна «нестыковка» поверхности абразионного среза при переходе с одного борта каньона к противоположному, причем величина «нестыковки» измеряется первыми сотнями метров. Очевидно,

что тектонические движения, обусловившие наблюдаемое на разрезе относительное смещение поверхности террасы, могли проявиться лишь после её формирования, т.е. в данном случае мы наблюдаем проявление сравнительно недавних, по-видимому, четвертичных тектонических движений. Однако, обратив внимание на относительное расположение выходов акустического фундамента (С) на противоположных бортах каньона (более существенное, чем для террас, различие гипсометрических уровней), можно сделать вывод о том, что эти движения проявились унаследовано, по существовавшей ранее зоне тектонических нарушений, при этом было унаследовано и направление относительных смещений.

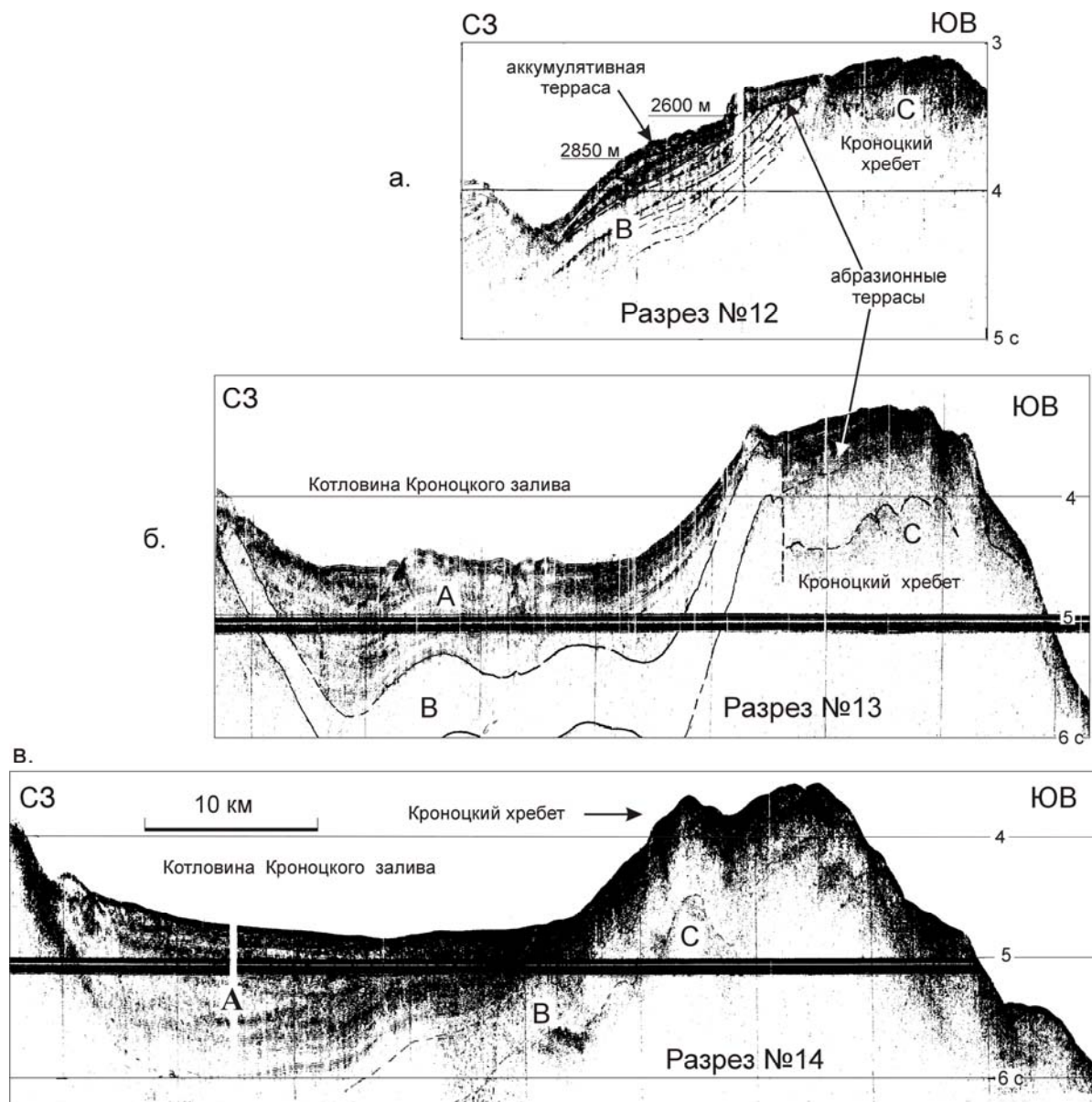


Рис. 1.19 а,б,в. Сейсмоакустические разрезы котловины Кроноцкого залива и Кроноцкого подводного хребта. Буквами А, В и С на разрезах обозначены соответственно: сеймофации турбидитового заполнения, акустически прозрачный комплекс и акустический фундамент. Разрезы получены в 9 рейсе НИС «Вулканолог» (1979 г.). Положение разрезов приведено на рис.1.8 (а - №12, б - №13, в - №14).

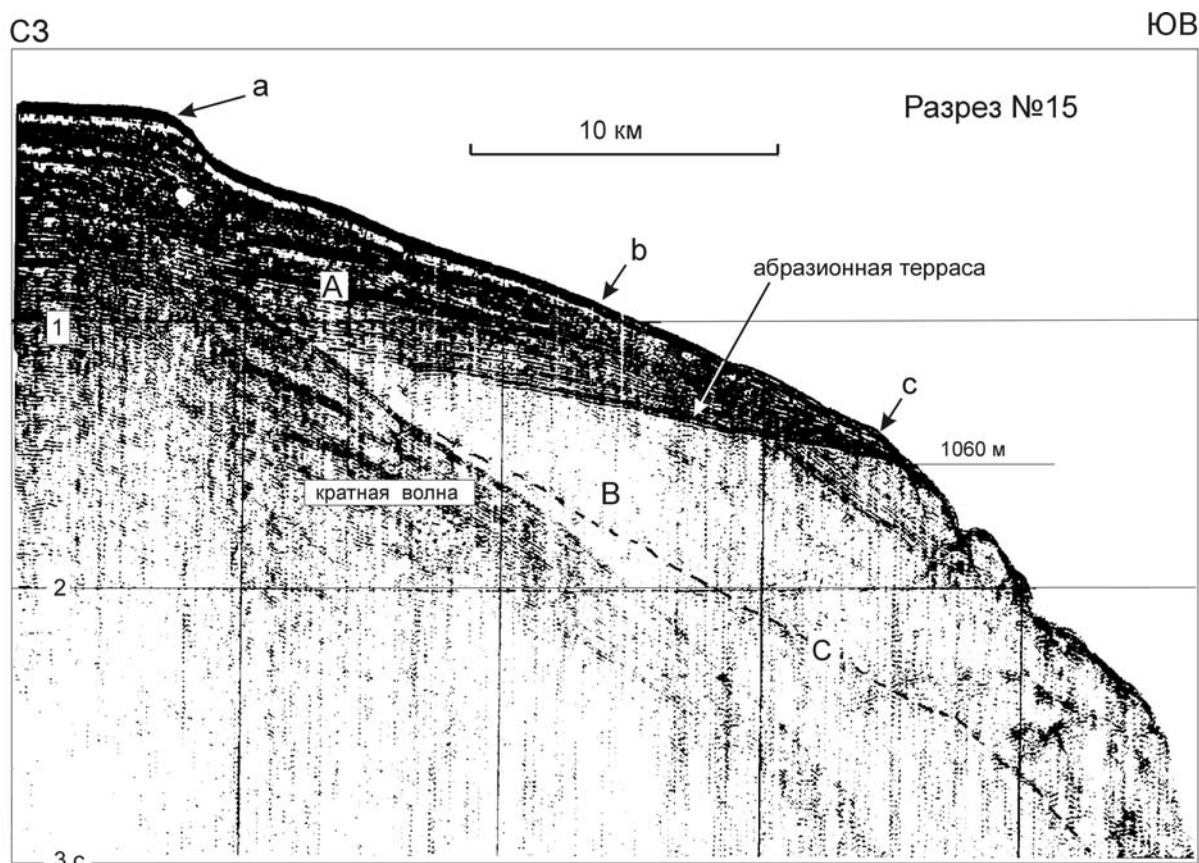


Рис. 1.20. Сейсмоакустический разрез шельфовой террасы в западной части Кроноцкого залива. Получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог» (1978 г.). Положение разреза приведено на рис.1.8 (разрез №15). Буквами а, б, с, соответственно обозначены: внутренняя, промежуточная и внешняя бровки шельфа, а буквами А, В, С, соответственно: сейсмofации надтеррасового комплекса шельфовых отложений, акустически прозрачный комплекс и акустический фундамент.

На основании рассмотренных примеров можно констатировать, что каньоны Восточной Камчатки являются весьма привлекательными объектами для изучения геологического строения не только шельфа и верхней части континентального склона, но и седиментационных впадин, включая их восточное обрамление.

В 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г.) в каньонах Кроноцкого залива было выполнено 13 результативных драгирований, из них 6 - в каньоне Ольги, 5 - в Жупановском и 2 - в Кроноцком каньонах. Драгирования выполнялись по отработанным ранее сейсмоакустическим профилям, при этом проводилось поинтервальное опробование акустического фундамента и различных участков акустически прозрачного осадочного комплекса. В результате был изучен разрез, характеризующийся следующей последовательностью пород.

Нижняя часть разреза, соответствующая акустическому фундаменту, представлена плагиобазальтами и андезито-базальтами. Выше по разрезу (вероятно в кровле акустического фундамента) залегают вулканокластические породы (туфы, гиалокластиты), а также конгломераты и гравелиты, содержащие гальку залегающих ниже вулканических пород. Выше конгломератов, гравелитов и вулканокластических пород залегают осадочные породы, среди которых преобладают диатомиты.

Петрографические особенности драгированных эффузивных пород изучались в Институте вулканологии С.А. Хубуная, вулканокластических и осадочных - К.А. Скрипко. Анализ диатомовых был проведен Е.Г. Лупкиной и И.Б. Цой.

На основе петрографического изучения драгированные эффузивы разделены на 2 группы. Первая группа - плагиобазальты и гипокристаллические андезито-базальты - по минеральным парагенезам и особенностям кристаллизации тождественны палеогеновым вулканитам Кроноцкого полуострова - низкокалиевым высокоглиноземистым базальтам и ферроандезито-базальтам.

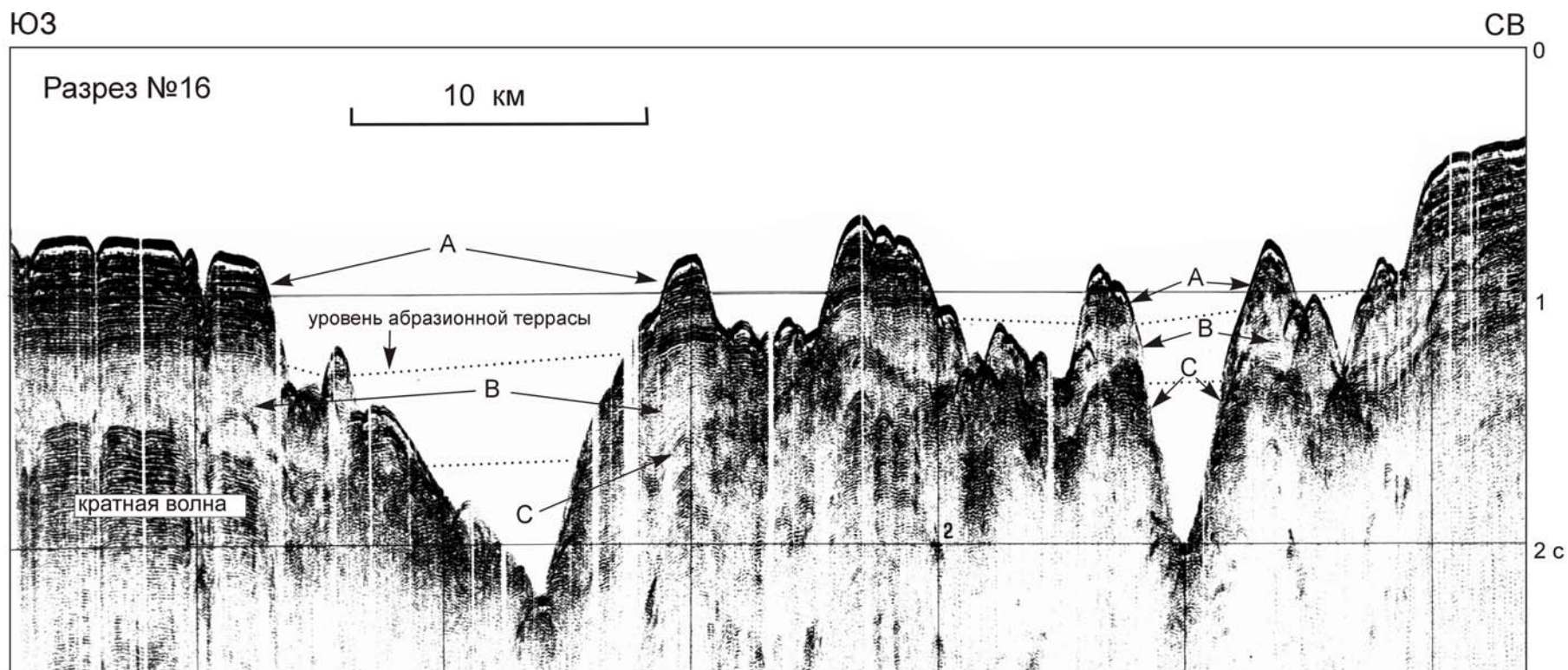


Рис. 1.21. Продольный сейсмоакустический разрез опущенной шельфовой террасы в западной части Кроноцкого залива. Буквами А, В, С обозначены соответственно сеймофации: надтеррасового комплекса шельфовых отложений, акустически прозрачного комплекса и акустического фундамента. Разрез получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог» (1978 г.). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №16).

Для них, как и для вулканитов Кроноцкого п-ова, наиболее характерны преобладание высококальциевого плагиоклаза над темноцветными минералами, поздняя кристаллизация магнетита и появление оливина в основной массе (Хубуня, 1981). Это позволило отнести эффузивы первой группы к продуктам низкокальциевой высокоглиноземистой магмы.

Вторая группа эффузивов - двупироксеновые плагиобазальты и андезито-базальты с пиалотакситовой структурой основной массы - отнесены к известково-щелочной серии пород. От палеотипных лав восточных полуостровов Камчатки, излившихся в подводных условиях, породы этой группы отличаются по ряду петрографических особенностей (флюидальностью, параллельным заполнением кристаллов и микролитов плагиоклазом и т.п.).

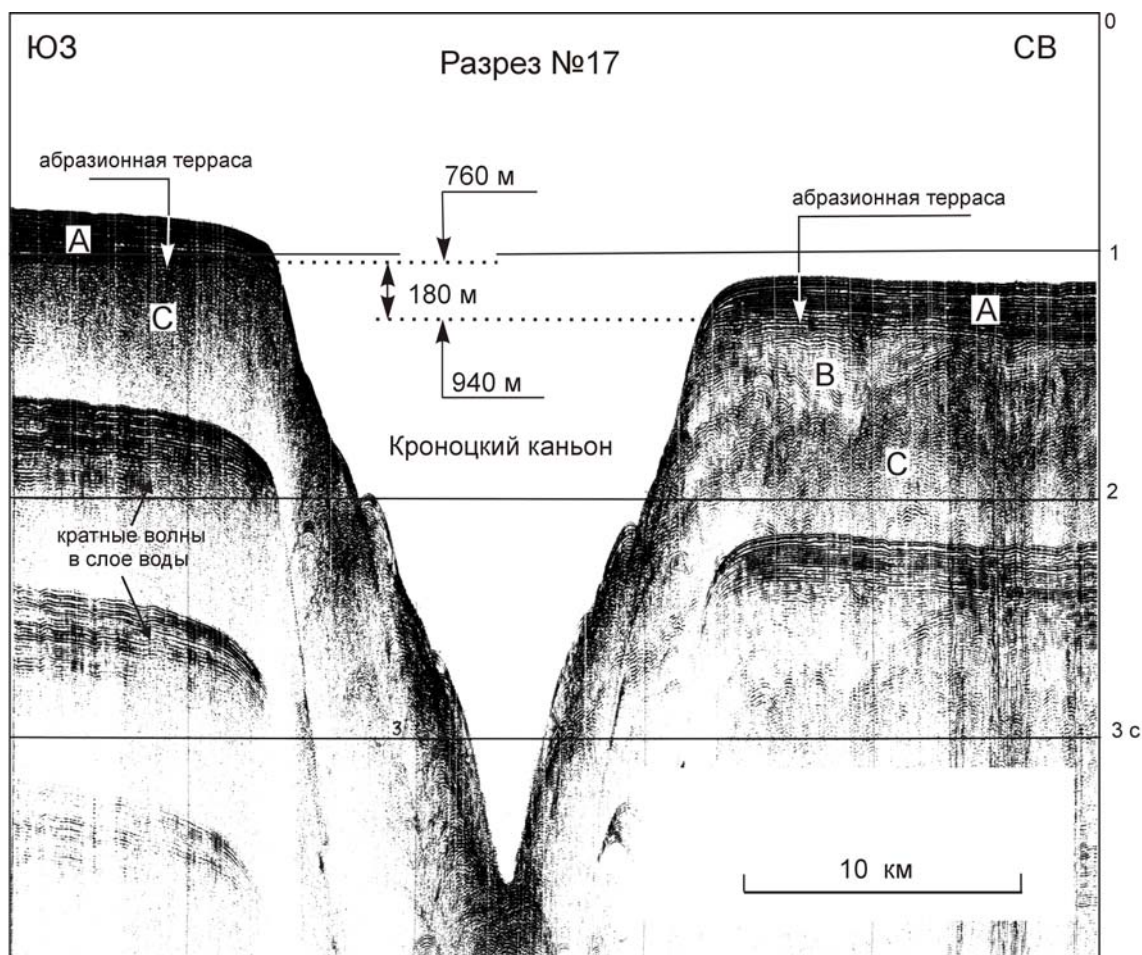


Рис. 1.22. Сейсмоакустический разрез внешнего шельфа Кроноцкого залива, ориентированный вкрест Кроноцкого каньона. Буквами А, В, С на разрезе обозначены соответственно сейсмофации: надтеррасового комплекса шельфовых отложений, акустически прозрачного осадочного комплекса и акустического фундамента. Разрез получен в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №17).

Вулканокластические породы представлены гиалокластами и туфами. Первые представляют собой, по-видимому, корки закалки лав, излившихся в подводных условиях. Вторые, вероятнее всего, являются продуктами измельчения лав при извержениях в субаэральных условиях. В вулканокластических породах широко развито замещение вулканического стекла глауконитом, опалом и халцедоном.

Осадочные породы представлены последовательным рядом от конгломератов до алевролитов, причем вверх по разрезу отмечается уменьшение размерности и содержания вулканогенного обломочного материала. Галька конгломератов и гравелитов представлена почти исключительно подстилающими эффузивами. Окатанность обломков хорошая и средняя. В составе цеолита присутствует глауконит и халцедон, образовавшийся, по-видимому, при подводном выветривании туфов и гиалокластов. Выше по разрезу залегают песчаники и алевролиты, состоящие из обломков вулканических пород и минералов, новообразованных минералов (халце-

дон, глауконит и продукты его окисления, глинистые минералы, гидроокислы железа) и остатков раковин диатомовых микроорганизмов. Вверх по разрезу содержание диатомовых возрастает, а количество и размер обломочного материала уменьшается, при этом среди образцов часто присутствуют чистые органогенные диатомиты, практически без обломочного материала.

Наиболее представительные образцы диатомитов подняты в Кроноцком каньоне и каньоне Ольги. Результаты диатомового анализа, выполненного Е.Г. Лупикиной и И.Б. Цой, свидетельствуют о весьма длительном формировании толщи диатомитов. Наиболее древние образцы датированы средним эоценом - ранним олигоценом (Цой, 2003; Цой, Шастина, 2005). Таким же временным интервалом был датирован один из образцов этой толщи, поднятый грунтовой трубкой в каньоне Ольги несколько раньше, в 9-м рейсе НИС «Вулканолог». Кроме палеогеновых, в драгированных образцах определены также диатомовые миоценового и плиоцен-четвертичного возраста (последние, вероятно, относятся уже к основанию верхнего осадочного комплекса). При этом видовой состав диатомовых в большинстве изученных образцов свидетельствует о сравнительно мелководных условиях открытого моря при их формировании.

Таким образом, есть основания полагать, что сравнительно маломощный (400-700 м) акустически прозрачный осадочный комплекс, подстилающий турбидитовые толщи котловины Кроноцкого залива, был сформирован в течение весьма продолжительного отрезка времени (средний эоцен – миоцен). Подстилающие породы акустического фундамента, представленные конгломератами, гравелитами и вулканокластитами, образованы, вероятно, не позднее среднего эоцена, а залегающие ниже основные эффузивы имеют, по-видимому, нижнеэоценовый или палеоэоценовый возраст.

Выявленные особенности геологического строения дна западной части Кроноцкого залива позволяют сделать некоторые выводы в отношении структурно-фациальных условий образования изученных комплексов горных пород и истории развития этого района, которые, по-видимому, в значительной мере могут быть отнесены на котловину залива и ее восточное обрамление (хребет-барьер).

Эффузивы, драгированные в каньонах Кроноцкого залива, образованы, вероятнее всего, на заключительном этапе развития палеоэоценовой островной дуги. Этот этап характеризовался проявлениями вулканизма в субаэральных и мелководных условиях и прекратился, по-видимому, в среднем эоцене. Вулканические постройки были срезаны морской абразией, что привело к образованию широкого мелководного плато, перекрытого гравийно-галечниковыми отложениями. Далее, в течение длительного времени со среднего эоцена до верхнего миоцена на широкой плоской вершине реликтовой дуги происходило медленное накопление толщ диатомитов. Лишь к новейшему времени, по-видимому, в верхнем миоцене, акватория Кроноцкого залива стала ареной интенсивных дифференцированных тектонических движений. Эти движения привели к образованию субмеридионально ориентированных структур: прогиба (котловины залива) и сопряженных с ним поднятий в районе современного шельфа и хребта-барьера. При этом проявились также движения по разломам субширотного и СЗ простираний. Наиболее интенсивное воздымание произошло в районе современного шельфа. Здесь осадочные комплексы и подстилающие их вулканические породы были подняты значительно выше поверхности океана. Затем, в результате субаэральной денудации и морской абразии здесь была сформирована обширная поверхность выравнивания, подстилающая в настоящее время плейстоценовые шельфовые отложения. Отдельные участки хребта-барьера, по-видимому, также были подняты выше уровня океана и подвергались абразии. Признаки абразионно-аккумулятивной поверхности выравнивания установлены в пределах северной части Кроноцкого подводного хребта (см. рис.1.19). По-видимому, в это же время начала развиваться система эрозионных долин (каньонов), положение которых контролировалось разломами СЗ простирания, и котловина начала заполняться обломочным материалом, выносимым по каньонам гравитационными потоками.

На заключительном этапе развития, по-видимому, с верхнего плиоцена по настоящее время, на акватории Кроноцкого залива проявились интенсивные нисходящие движения, которые привели к погружению поверхностей выравнивания в пределах хребта-барьера на величину около 2.5 км. Областью устойчивых нисходящих движений стал и современный шельф Кроноцкого залива, где внешние участки сформированной ранее поверхности выравнивания в течение плейстоцена были опущены иногда более чем на 1 км. На фоне нисходящих движений унаследованно продолжалось прогибание котловины залива относительно ее западного и восточного обрамления, что нашло отражение в конседиментационных структурах турбидитового заполнения котловины по её периферии (см. рис.1.19 б,в).

Особенности геологического строения акватории Кроноцкого залива, установленные по геофизическим данным и составу драгированных пород, свидетельствуют о том, что его морфоструктуры образованы новейшими тектоническими движениями и наложены на реликты островной дуги эоценового, или более древнего (эоцен-палеоэоценового) возраста.

Для Авачинского и Камчатского заливов достоверные данные о составе и возрасте пород акустического фундамента и осадочного чехла отсутствуют. Проведенные здесь единичные драгирования пока не дали убедительного ответа на этот вопрос. Так, в 13-15 рейсах НИС «Пегас» в пределах континентального склона Восточной Камчатки было выполнено 6 станций драгирования: 2 станции (№№ 5 и 6) - на внешнем склоне хр. Шатского в Авачинском заливе, и 4 станции (№№ 7-10) - южнее и юго-восточнее п-ова Камчатский (*Неверов и др., 1980*). На пяти станциях были подняты глинистые илы с включениями гальки и щебня пестрого состава, и лишь на одной (ст.№5) были подняты, судя по описанию, условно-коренные обломки разнообразных магматических и осадочных пород. Однако весьма пестрый состав обломков (только магматических пород более 10 разновидностей от базальтов и габбро до гранитов и граносиенитов) свидетельствует скорее о мощном влиянии здесь ледового разноса, чем о составе коренных обнажений. Подобные попытки драгирований в этих районах с аналогичными результатами неоднократно предпринимались здесь и в рейсах НИС «Вулканолог». Несомненно, что в тектонических уступах и, особенно, в бортах молодых эрозионных врезов этих акваторий должны встречаться обнажения коренных пород, но их достоверное выявление и изучение, по-видимому, требует применения принципиально иных, более современных средств пробоотбора (визуально контролируемых пробоотборников или обитаемых аппаратов).

Судя по данным НСП, на континентальном склоне юга Камчатки и в Авачинском заливе под слоистыми толщами турбидитов эпизодически прослеживаются акустически прозрачные осадочные комплексы, залегающие конформно акустическому фундаменту. Наиболее близко к поверхности дна породы этих комплексов залегают в пределах внешнего шельфа южной Камчатки, где, как и в Кроноцком заливе, слагают периферийные участки опущенной абразионной террасы, перекрытой маломощным (первые десятки метров) чехлом шельфовых отложений, и вполне доступны для изучения посредством неглубоких скважин. Ввиду отсутствия здесь свежих (верхнеплейстоценовых) эрозионных врезов, крупные обнажения пород нижнего осадочного комплекса и подстилающего акустического фундамента в пределах внешнего шельфа и склона южной Камчатки, представляющие интерес для драгирований, маловероятны. Такие обнажения, по-видимому, имеются в западной части Авачинского залива. Здесь верховья Авачинского каньона, представленные серией прогрессирующих в своем развитии эрозионно-тектонических долин, глубоко расчлениют шельф и склон. Борты долин часто представлены крутыми (более 45°) уступами, в которых, вероятно, обнажаются породы, подстилающие абразионную поверхность выравнивания. По ряду причин драгирования в верховьях Авачинского каньона не проводились.

Судя по данным ГСЗ по профилю 7-ОС (*Аносов и др., 1978*), в западной части Авачинского залива осадки подстилаются породами с высокими значениями скорости продольных волн (5.5 км/с), характерными для плотных изверженных пород, а восточнее (под котловиной Авачинского залива и хребтом Шатского) скорости продольных волн в акустическом фундаменте снижаются до 3.9 км/с, т.е. до значений, характерных для вулканогенно-осадочных или консолидированных осадочных пород.

В северной части Авачинского залива отложения верхнего (слоистого) осадочного комплекса подстилаются поверхностью выравнивания, отдельные участки которой имеют совершенно плоский рельеф (рис.1.23). В западной части залива по этой поверхности установлены признаки среза границ напластования, что позволило отнести эту поверхность к абразионной террасе, несколько деформированной тектоническими движениями и опущенной на значительные (иногда до 2.5-3 км) глубины.

Плоская вершина хребта Шатского покрыта чехлом субгоризонтально залегающих осадков, которые в восточном направлении теряют признаки слоистости и переходят в «акустически немые» комплексы внешнего склона хребта и материкового борта желоба. Хребет Шатского граничит с котловиной Авачинского залива по разлому субмеридионального простирания, хорошо выраженному в рельефе дна и структуре осадков. Морфологическая выраженность этого разлома возрастает на юге и уменьшается в северном направлении. Отметим, что с этим разломом пространственно связана значительная часть эпицентров сильных мелкофокусных землетрясений, регистрируемых в Авачинском заливе (*Селиверстов, 1987*).

Хребет Шатского и котловина Авачинского залива на севере ограничены крупным разломом СЗ простирания, отделяющего эти морфоструктуры от подводного продолжения Шипунского п-ова (рис.1.24). Ранее отмечалось, что в северной части Авачинского залива осадки подстилаются поверхностью выравнивания. Эта же поверхность прослеживается и в районе сочленения хр. Шатского с подводным продолжением структуры Шипунского п-ова. Ее смещение по упомянутому выше разлому СЗ простирания достигает величины более 1 км. Наблюдаемое на сейсмоакустических разрезах закономерное разрастание мощности слоистых осадочных комплексов по направлению к тектоническому уступу, свидетельствует о том, что движения по разлому проявлялись конседиментационно. Значительные смещения поверхности выравнивания отмечаются и по зоне субмеридионального простирания между котловиной залива в северной ее части и хр. Шатского.

К сожалению, в отношении возраста поверхности выравнивания и перекрывающих ее осадков достоверные данные отсутствуют. Если считать, что основной объем субгоризонтально залегающих слоистых комплексов континентального склона был отложен в ледниковые периоды плейстоцена, то формирование поверхности выравнивания следует отнести к верхнему миоцену - плиоцену. В этом случае основные события по формированию современных морфоструктур северной части Авачинского залива (включая подводное продолжение Шипунского полуострова) происходили в верхнеплиоцен-четвертичное время.

Котловина Камчатского залива отличается от котловины Авачинского и Кроноцкого заливов своей большей глубиной и меньшим объемом осадочного заполнения, что создает впечатление о ее более позднем образовании. В западной части залива слоистые толщи осадков подстилаются поверхностью выравнивания, и строение верхней части разреза здесь очень напоминает строение внешних участков шельфа северной части Кроноцкого залива (рис.1.25). Однако, в отличие от Кроноцкого и Авачинского заливов, под поверхностью выравнивания здесь не удается выявить признаков абразионного среза реликтового осадочного слоя. Поэтому, если связывать происхождение поверхности выравнивания с субаэральной денудацией и волновой абразией, необходимо признать, что при этом срезались породы, лишенные полого залегающих границ напластования, т.е., вероятнее всего, консолидированные вулканогенно-осадочные или вулканические породы. Об этом косвенно свидетельствуют и трогообразные поперечные профили подводных каньонов Сторож. Судя по приводимому на рис.1.25 разрезу, донная эрозия в этих каньонах приостановилась, достигнув поверхности выравнивания. В рельефе поверхности выравнивания и структуре перекрывающих её слоистых толщ здесь хорошо различимы разрывные нарушения. Наиболее крупные из них, со смещениями по вертикали в первые сотни метров, имеют субширотное простирание.

Достоверные сведения о составе и возрасте пород, срезаемых поверхностью выравнивания, для Камчатского залива отсутствуют. При драгировании тальвега и бортов каньонов Сторож в 12 рейсе НИС «Вулканолог» были подняты лишь песчанистые глины предположительно плейстоценового возраста с включениями щебня и гальки. Эти отложения, по-видимому, соответствуют слоистым осадочным комплексам, залегающим выше поверхности выравнивания.

В северной части Камчатского залива прослеживаются признаки строения верхней части разреза, аналогичные таковым западной части залива. На сейсмоакустических разрезах, ориентированных вкрест подводного хребта Камчатского Мыса и северной части залива (рис.1.26а,б), различимы признаки слоистого осадочного комплекса на западном склоне подводного хребта Камчатского Мыса и в северной части Камчатского залива западнее Камчатского каньона. Таким образом, выявляется вполне определенное сходство в строении верхней части разреза для северных и западных акваторий Камчатского залива. По-видимому, в плиоцене здесь существовала обширная поверхность выравнивания, на которой в процессе ее погружения в верхнем плиоцене-плейстоцене формировался аккумулятивный шельф. Затем, вероятно в конце нижнего плейстоцена, здесь проявились интенсивные тектонические движения, которые привели к опусканию внешних участков шельфа на величину до 1.5 - 2 км. При этом опускания внешнего шельфа сопровождалось воздыманием подводного хребта Камчатского Мыса.

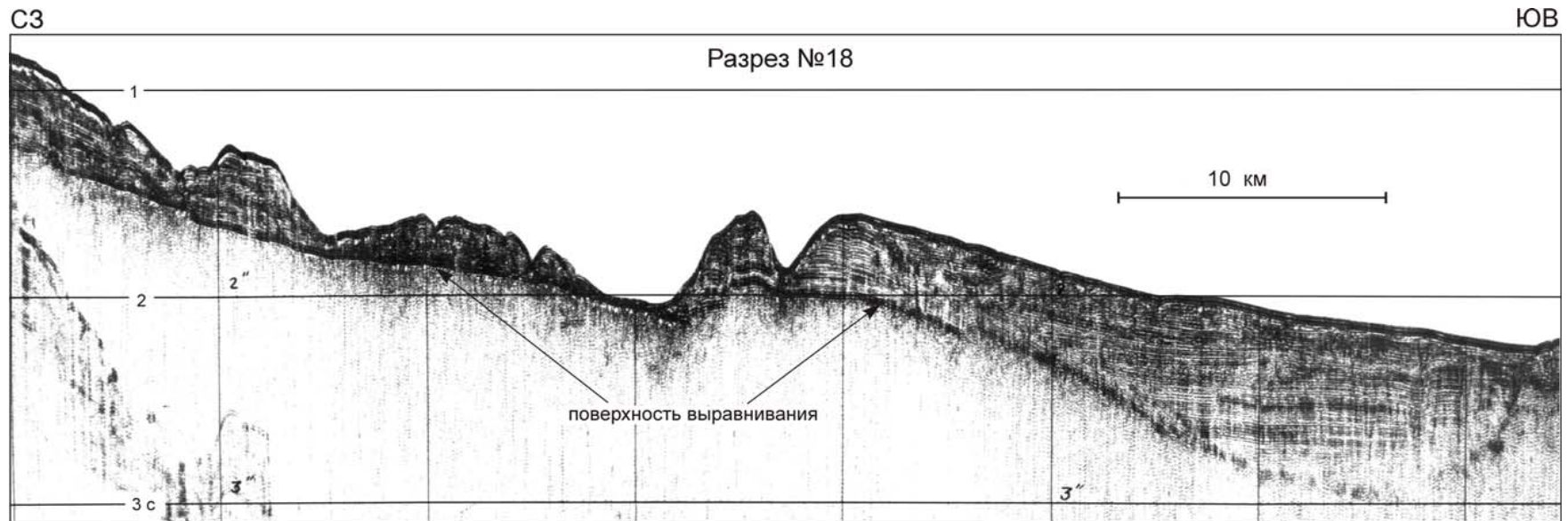


Рис. 1.23. Сейсмоакустический разрез северной части Авачинского залива, иллюстрирующий характер залегания глубоко погруженной поверхности выравнивания. Разрез получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог» (1978 г.). Положение разреза приведено на рис. 1.8 (разрез №18).

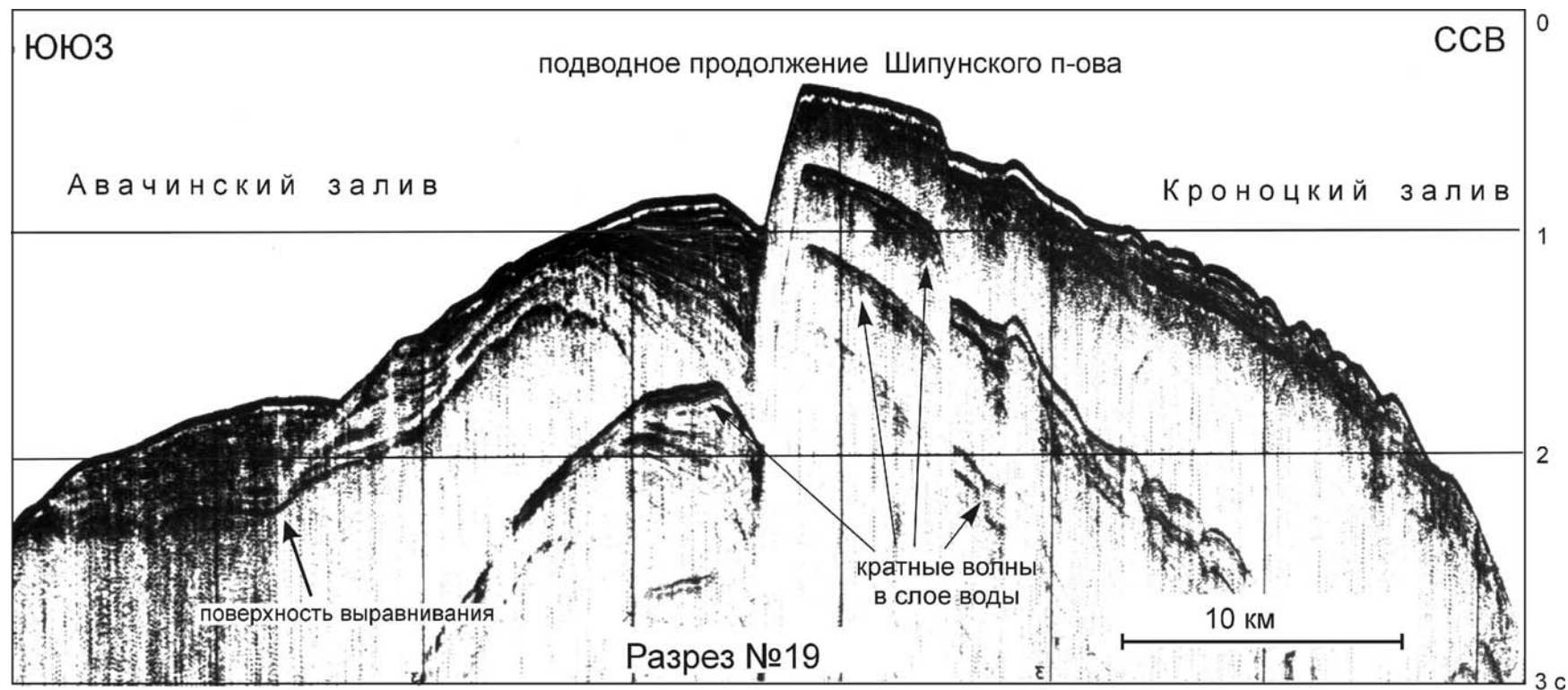


Рис. 1.24. Сейсмоакустический разрез подводного продолжения Шипунского п-ова. Разрез получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог». Положение разреза приведено на рис. 1.8 (разрез №19).

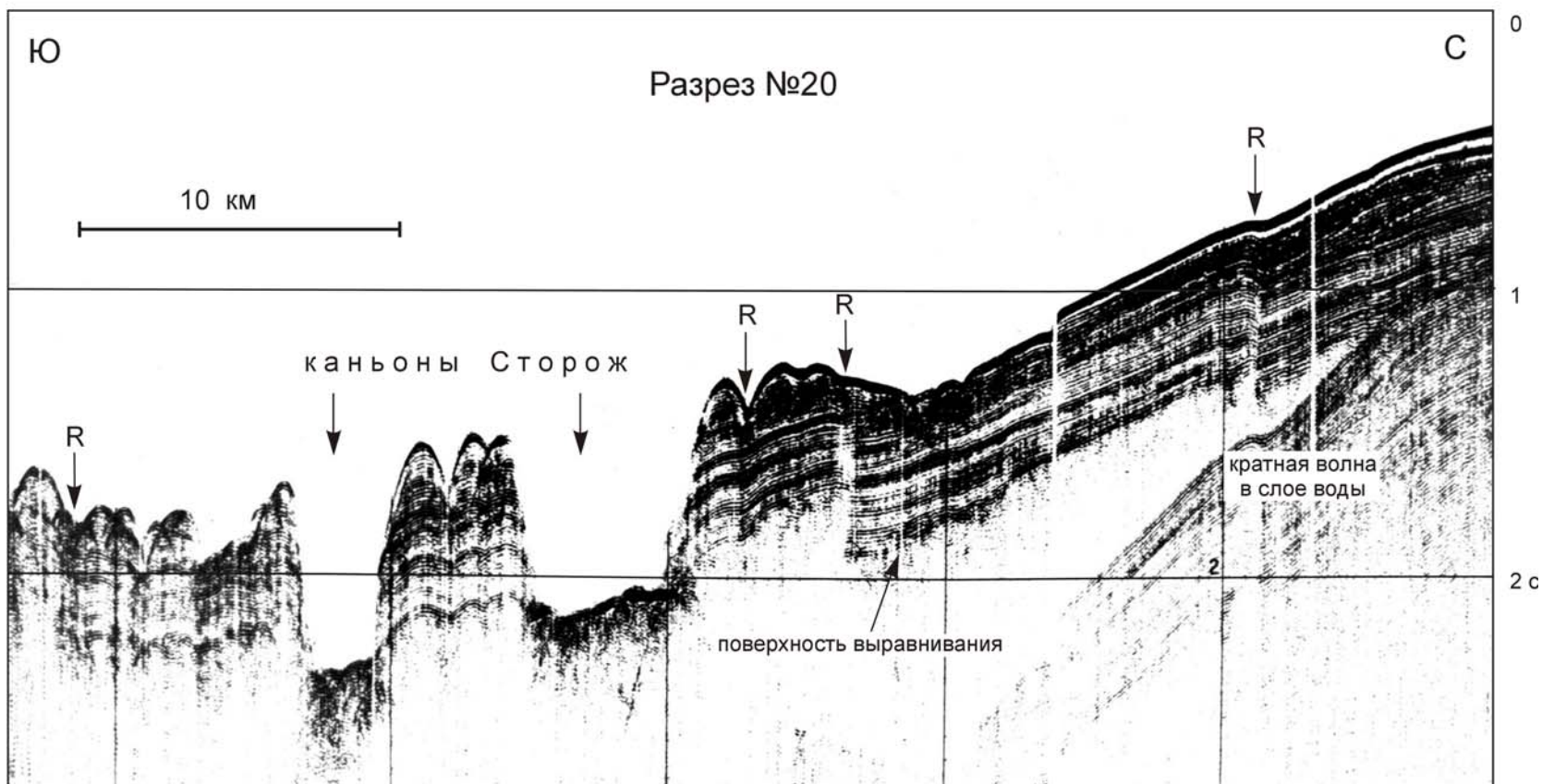


Рис. 1.25. Сейсмоакустический разрез внешнего шельфа в западной части Камчатского залива. Буквой R обозначены новейшие разрывные нарушения. Разрез получен в 6 рейсе НИС «Вулканолог». Положение разреза показано на рис.1.8 (разрез №20).

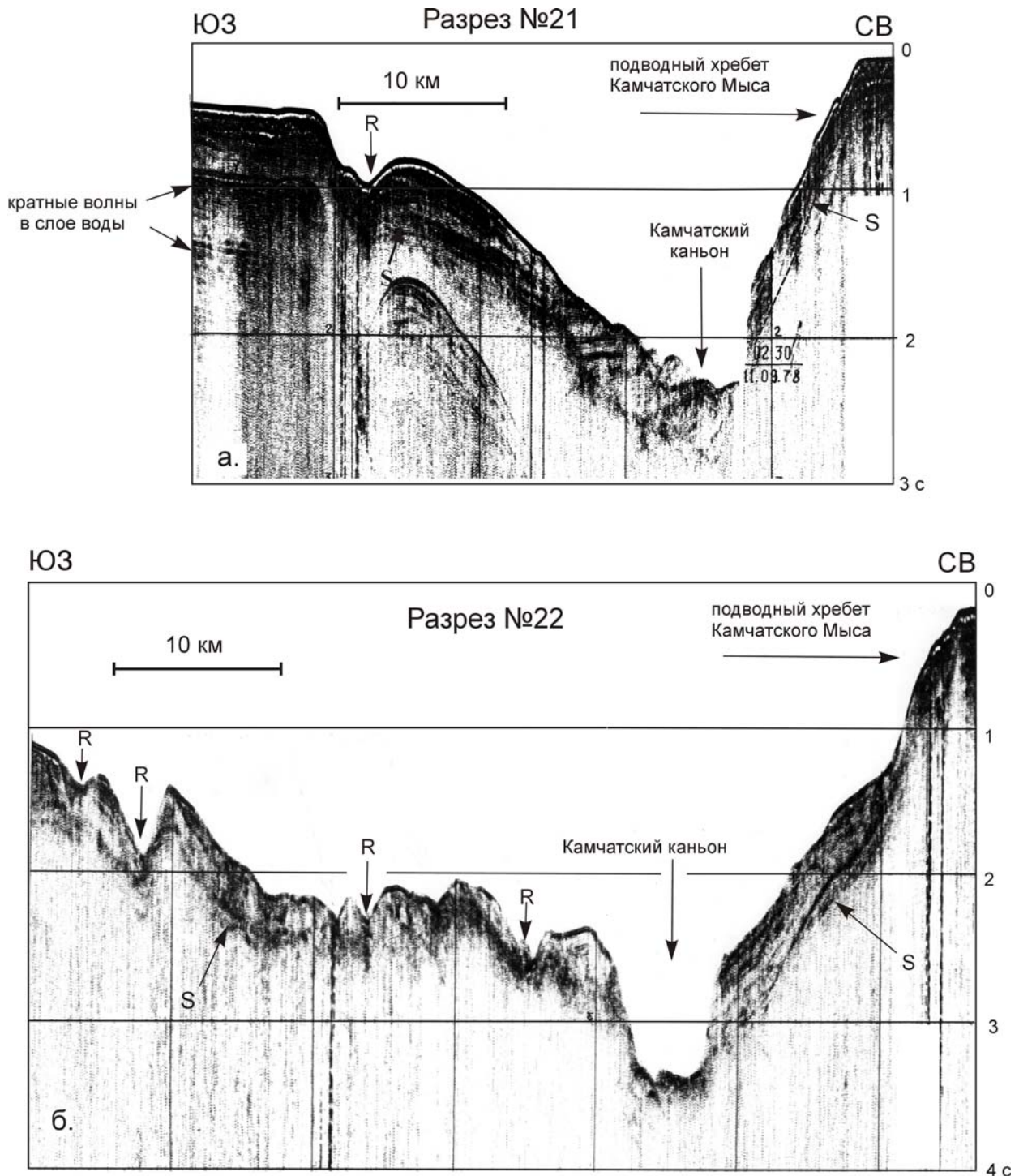


Рис. 1.26 а,б. Сейсмоакустические разрезы северной части Камчатского залива. Буквами обозначены: S - поверхность выравнивания, R - эрозионно-тектонические долины. Разрезы получены в 6 рейсе НИС «Вулканолог». Положение разрезов приведено на рис.1.8 (разрезы №№ 21 и 22).

Первичное залегание и структура осадков здесь нарушены тектоническими движениями, оползневыми и эрозионными процессами. Все же на отдельных участках, например, в пределах западного склона подводного хребта Камчатского Мыса, обнаруживается согласное залегание слоистой толщи осадков на сравнительно плоской выровненной поверхности, что было отмечено ранее и для западной части залива. При геологическом опробовании бортов Камчатского каньона с помощью драг и грунтовых трубок, проведенном в рейсах НИС «Вулканолог», «Пегас» и «Морской геофизик», были подняты песчанистые и алевритовые глины с включе-

ниями щебня и гальки, возраст которых, судя по остаткам диатомовых, не древнее верхнего плиоцена-плейстоцена.

Строение южной части котловины Камчатского залива напоминает строение котловины Кроноцкого залива. На сейсмоакустическом разрезе, пересекающем южную часть котловины Камчатского залива (рис.1.27а), прослеживается двухъярусное строение осадочного чехла. Нижний ярус представлен акустически прозрачным комплексом мощностью около 500 м, залегающим конформно акустическому фундаменту. По условиям залегания, акустическим свойствам и мощности этот комплекс сопоставим с описанным ранее олигоцен-миоценовым комплексом в основании осадочного разреза котловины Кроноцкого залива. Верхний ярус представлен слоистыми толщами с признаками, характерными для турбидитового заполнения седиментационных впадин. Мощность этого комплекса достигает 1 км. Первичное субгоризонтальное залегание границ раздела в пределах верхнего комплекса нарушено постседиментационными движениями, которые привели к смещению оси прогиба в западном направлении. Смещение прогиба не сопровождалось последующим его заполнением толщами турбидитов, что было связано, вероятнее всего, с появлением более глубоководных участков прогиба в центральной части котловины Камчатского залива, куда и поступала основная часть обломочного материала. На сейсмоакустическом разрезе, пересекающем котловину залива ближе к её центру (рис. 27б), действительно различимы признаки горизонтально-слоистых толщ турбидитового заполнения прогиба в окрестностях максимальных отметок глубин.

Если связывать образование слоистых осадочных комплексов в котловине и на склонах Камчатского залива с ледниковыми периодами верхнеплиоцен-четвертичного времени, следует признать, что в течение плейстоцена на акватории Камчатского залива отчетливо проявилось тектоническое событие, в результате которого произошло прогибание центральной части котловины и значительное (до 1.5 - 2 км) погружение обширных участков сформированного ранее шельфа в пределах ее северного и западного обрамления. Такое событие, вероятнее всего, имело место в конце нижнего - начале среднего плейстоцена.

Выше, рассматривая строение осадочного чехла на возвышенности Обручева, мы обращали внимание на «термобарические» отражающие границы типа «BSR» в осадочном теле Мейджи, где их происхождение связывалось с диагенезом диатомовых глин. На акватории Камчатского залива, в самой северной её части, нами также установлено существование «термобарической» отражающей границы, однако есть основания полагать, что здесь её происхождение связано с повышенным содержанием в осадочном чехле углеводородов и положение этой границы соответствует подошве зоны образования гидратов метана. Эта граница отчетливо фиксируется на весьма локальном участке дна и лишь на высокочастотных (порядка 200 Гц) сейсмоакустических разрезах. В связи с практическим интересом к обнаружению такого типа границ (как признаку высокого содержания в осадочном чехле лёгких углеводородов и их гидратов), уделим этому факту некоторое внимание.

Верховья Камчатского каньона на шельфе Камчатского залива разветвляются на серию долин (рис.1.28). Основная часть этих долин расчленяет мелководные участки шельфа у основания подводного склона п-ова Камчатский. Кроме того, севернее 56°00' от Камчатского каньона в западном направлении ответвляется крупная долина субширотного (ЗСЗ) простириания. Протяженность этой долины около 12 км, ширина 6-8 км. Долина имеет трогообразный поперечный профиль и характеризуется плоским дном и крутыми бортами. По результатам драгирований, выполненных в 39 и 41 рейсах НИС «Вулканолог» (1991 г), северный борт долины сложен темноцветными слабо сцементированными песчаниками, а южный борт - зеленовато-серыми алевритовыми глинами с примесью гравия (*Надёжный и др., 1993; Seliverstov et al., 1994*). Судя по возрасту диатомовых, определённого Е.Г. Лупикиной, эти глины были отложены в верхнем плейстоцене и соответствуют, вероятнее всего, продельтовым отложениям р. Камчатка, сформированным в последнюю ледниковую стадию плейстоцена.

Таким образом, полученные данные позволяют рассматривать долину в качестве очень молодой, в основном голоценовой морфоструктуры, а упомянутые различия в строении северного и южного бортов позволяют предполагать приуроченность этой долины к зоне тектонических нарушений субширотного (ЗСЗ) простириания. Северный и южный борта долины осложнены поперечными ступенями. Судя по форме ступеней (рис.1.29), они контролируются сбросовыми уступами, имеющими поперечную к простирианию долины субмеридиональную ориентацию.

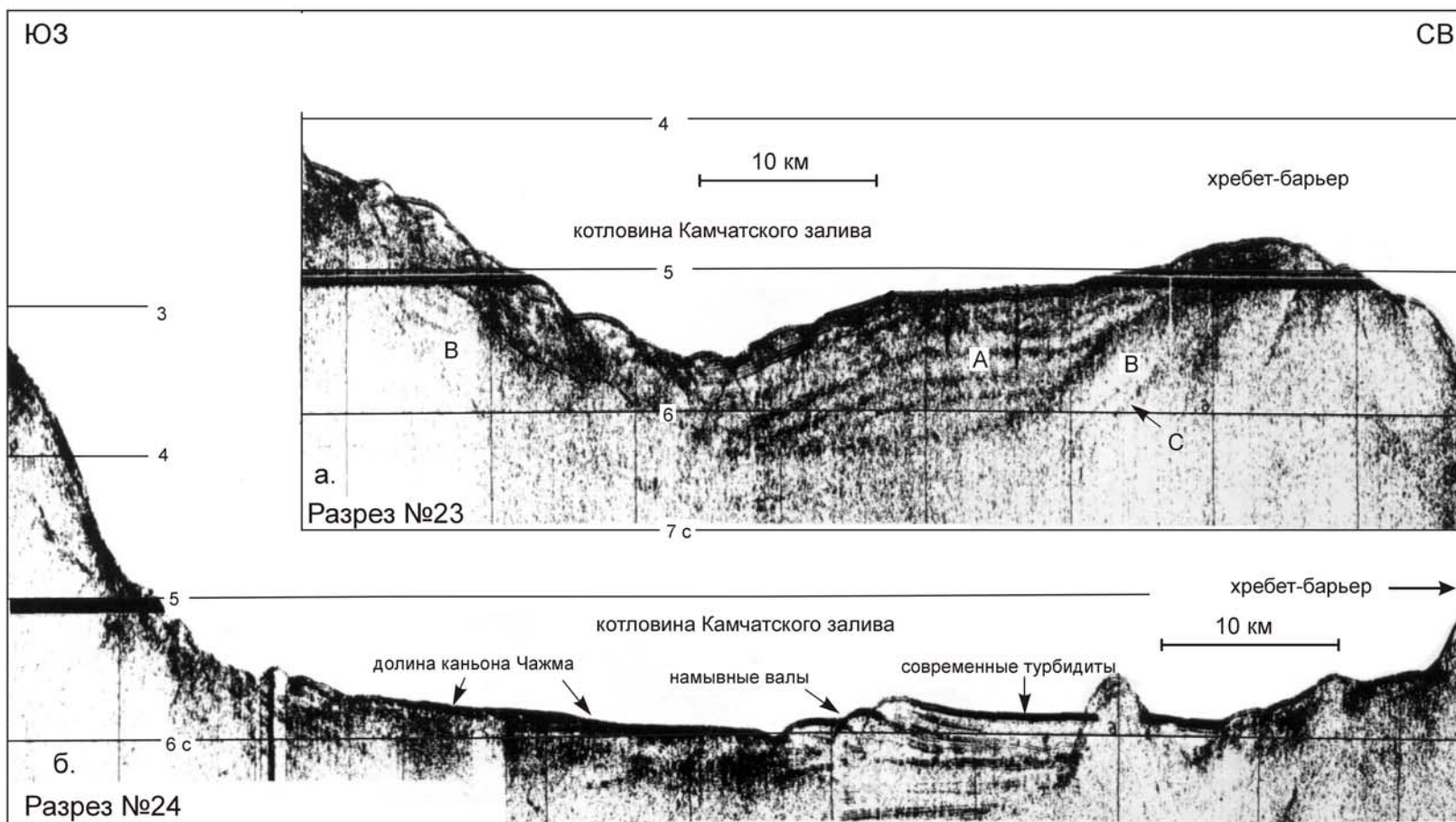


Рис. 1.27 а,б. Сейсмоакустические разрезы южной части котловины Камчатского залива. Буквенные обозначения см. на рис. 1.19-1.22. Разрезы получены в 12 рейсе НИС «Вулканолог». Положение разрезов см. на рис.1.8 (разрезы №№ 23, 24).

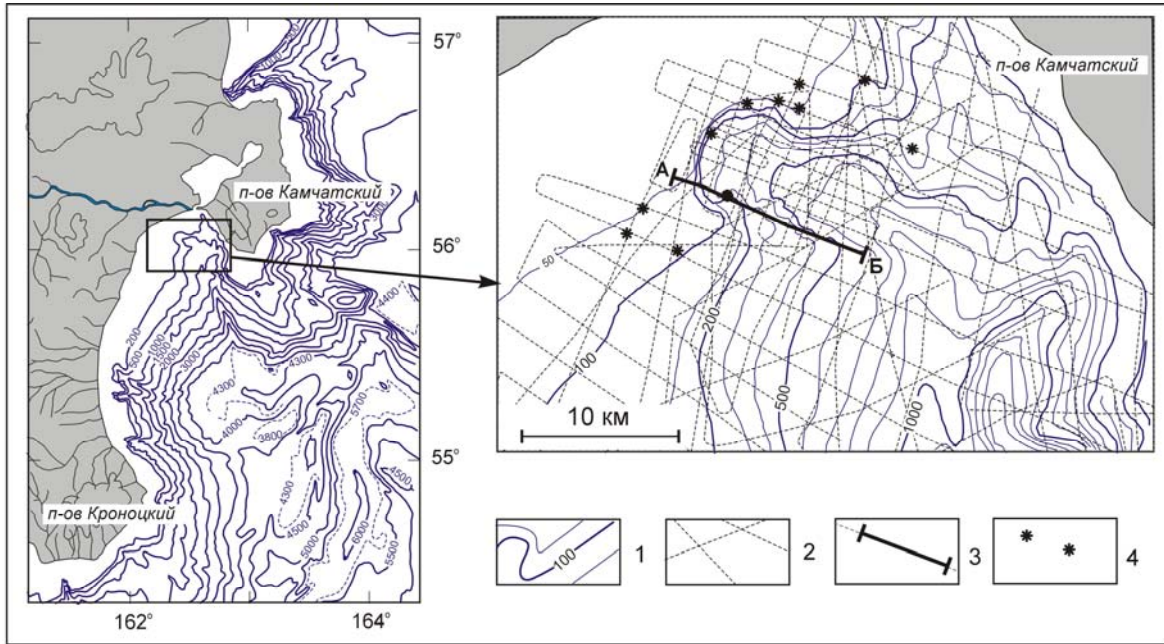


Рис. 1.28. Схема газопроявлений в северной части Камчатского залива.
 1 - изобаты (м); 2 - геофизические галсы, отработанные в рейсах НИС «Вулканолог»;
 3 - участок профиля (А - Б), по которому на рис. 1.29 представлен сейсмоакустический разрез; 4 - места регистрации газовых плюмов.

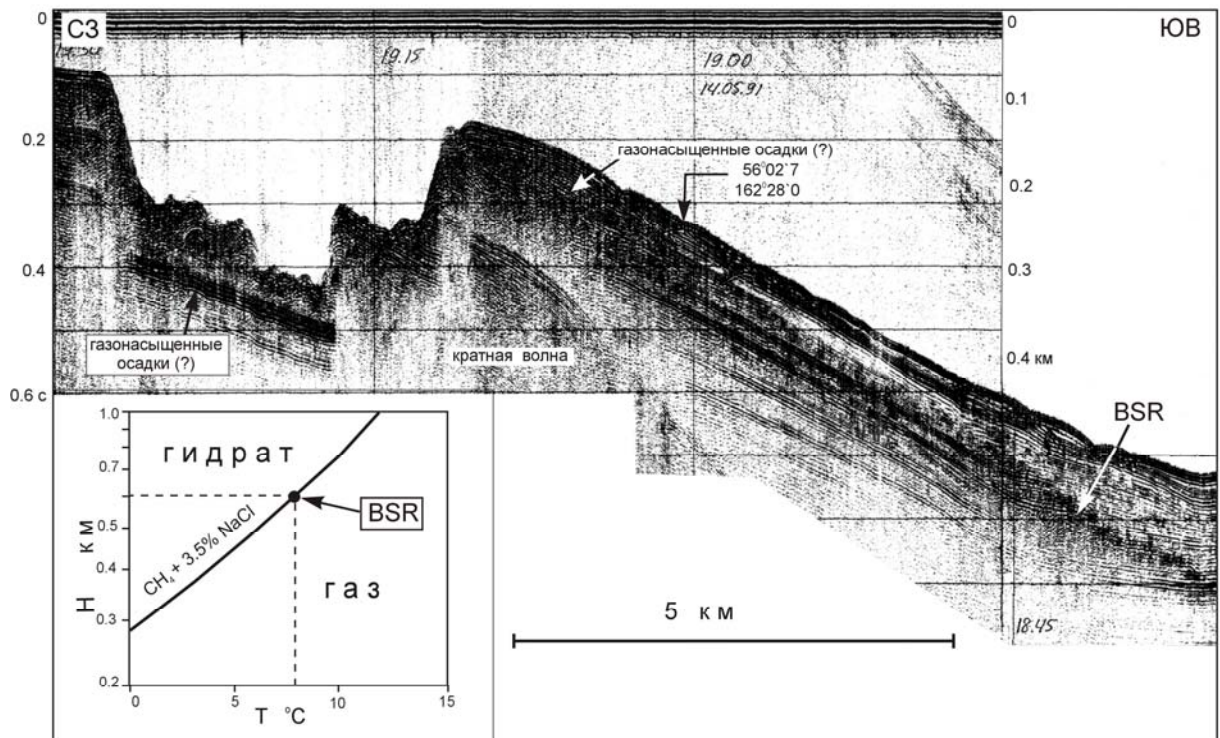


Рис. 1.29. Высокочастотный сейсмоакустический разрез по профилю А-Б (см. рис. 1.28). Разрез получен в 39 рейсе НИС «Вулканолог» (1991 г). В нижней части рисунка представлена диаграмма P-T условий фазового перехода метана в газовый гидрат (в соответствии с работой Shipley, Didyk, 1982).

Если связывать происхождение долины с развитием голоценовых экзогенных процессов (гравитационно-оползневых, эрозионных и т.п.), необходимо признать, что эти процессы проявились в условиях деструкции толщи неконсолидированных осадков тектоническими процессами, обусловившими развитие субмеридионально ориентированных структур растяжения. Отметим, что такое пространственное соотношение структур указывает на их парагенетическую связь, соответствующую условиям правосторонней сдвиговой зоны, ориентированной по простиранию долины, т.е. можно полагать, что в северной части Камчатского залива в голоцене проявлялись тектонические движения, характерные для развития «алеутских» структур.

На рис.1.29 представлен высокочастотный сейсмоакустический разрез южного борта рассматриваемой долины. В юго-восточной части разреза отчетливо различимы признаки «термобарической» отражающей границы. В указанной стрелкой точке, эта граница залегает на глубине около 600 м от уровня моря и перекрыта толщей осадков примерно 100-метровой мощности. В левой нижней части рисунка приведена диаграмма P-T условий фазового перехода метана в газовый гидрат в соответствии с работой (*Shiple, Didyk, 1982*), на которой показано положение выделенной на разрезе точки и видно, что в случае «газгидратного» происхождения рассматриваемой «термобарической» границы температура в указанной точке разреза должна составлять 7.5-8 °C. Среднегодовая температура морских вод у поверхности дна, судя по данным (*Атлас..., 1974*), здесь должна составлять порядка 2-3 °C. Таким образом, при соответствии выделенной на разрезе границы типа «BSR» подошвы зоны гидратообразования, температурный градиент в толще осадков здесь должен составлять 4.5-6 °C на 100 м или 0.045-0.060 °C/м. Измерения характеристик теплового потока непосредственно в месте регистрации «термобарической» границы не проводились. Ближайшие станции теплового потока (В6-22 и В6-24) расположены на западном склоне подводного хребта Камчатского Мыса, соответственно в 35 и 18 км к юго-востоку от данного района. Несмотря на значительный разброс значений температурного градиента, измеренного на этих станциях (соответственно 0.031 и 0.070 °C/м), они хорошо сопоставимы с упомянутыми выше значениями и, очевидно, вполне приемлемы для интерпретации наблюдаемой на разрезе границы типа «BSR» в качестве подошвы слоя гидратонасыщенных осадков.

Необходимо отметить, что в верхней части осадочного разреза северной части Камчатского залива по сейсмоакустическим данным во многих местах отмечаются явные признаки газонасыщенных осадков. В частности, на приводимом разрезе можно видеть усиление «экранирующих» свойств приповерхностного слоя осадков по восстанию «термобарической» границы, приводящего к исчезновению слоистой структуры разреза, а также наличие горизонта с аномально высокими отражающими свойствами (типа «яркого пятна») под дном долины в СЗ части разреза.

О высокой газонасыщенности верхнего слоя осадков свидетельствуют также многочисленные «газовые плюмы», фиксируемые здесь на эхолотных записях. Места их обнаружения показаны на рис.1.28. Остаётся добавить, что при геологическом опробовании дна в северной части Камчатского залива вблизи обнаруженных «газовых плюмов», нами часто поднимались карбонатные образования в виде цемента литификатов, конкреций и корок (*Seliverstov et al., 1994*). Согласно существующим представлениям (*Лейн и др., 1989*), карбонатные минералы могут образовываться в местах газовых просачиваний на морском дне за счет углерода метана при его окислении.

1.4. ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА И СТРУКТУРА ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

1.4.1. Гляциоэвстатические колебания уровня океана

Гляциоэвстатические колебания уровня океана по своей природе являются гидрократическими (Николаев, 1972), т.е. обусловлены исключительно перераспределением водных масс между океаном и сушей в процессе роста и деградации ледников. Эти колебания наиболее ярко проявились в плейстоцене и в значительной мере обусловили современный облик побережий и шельфа Мирового океана. Их яркие следы на суше - морские абразионные и аккумулятивные террасы, многие из которых подняты в настоящее время на различные (до сотен метров) высоты и образуют закономерные последовательности, известные на побережьях практически всех континентов и многих островах (Кинг, 1968; Цейнер, 1963). Происхождение этих террас большинство исследователей связывает с формированием береговых зон в периоды стабилизации высокого уровня океана, соответствующие межледниковьям и крупным межстадиалам, в условиях устойчивого воздымания побережий. Изучение поднятых морских террас имеет длительную историю и им посвящено большое количество работ в области палеогеографии, палеоклиматологии, новейшей тектоники и геологии четвертичного периода. Многие террасы в последние десятилетия датированы методами абсолютной геохронологии и показано их преобладающее соответствие «теплым» периодам межледниковий и крупных межстадиалов (Каплин, Селиванов, 1987).

Морские террасы, сформированные в «холодные» периоды низкого уровня океана (в периоды максимальных оледенений суши), на воздымающихся побережьях практически неизвестны, поскольку сформированный в эти периоды рельеф береговой зоны в процессе воздымания неоднократно оказывался в зоне действия волн и подвергался их разрушительному воздействию. При этом в первую очередь разрушались аккумулятивные образования.

На погружающихся побережьях наблюдалась иная картина. Береговая зона, сформированная в период стабилизации низкого уровня океана, во время последующей трансгрессии «лишалась» лишь своей надводной части, а ее подводные образования, такие как авандельты, сохранялись и к следующей гляциоэвстатической регрессии могли погрузиться настолько, что становились уже недостижимы для волнового воздействия. При поступлении с суши достаточно большого количества обломочного материала, прибрежные аккумулятивные образования интенсивно выдвигались в сторону океана, погребая сохранившиеся реликты предшествующей береговой зоны. При этом реликтовая береговая зона «навечно» консервировалась в формирующемся осадочном чехле, что обеспечивало ее сохранность от эрозионного воздействия подводных течений и гравитационных потоков обломочного материала. Погребенные реликтовые береговые зоны уже не имеют отчетливой выраженности в рельефе дна, а слагающие их осадки не могут быть опробованы с применением простейших средств. Этим объясняется слабая изученность реликтовых береговых зон. Исключение составляют лишь подводные террасы, сформированные во время последнего верхнеплейстоценового понижения уровня океана (18-25 тыс.л.н.). Реликты прибрежного аккумулятивного рельефа этого времени сохранились во многих регионах практически в неизменном виде, и «поздневисконсинский» подводный береговой склон в настоящее время отчетливо фиксируется перегибом рельефа (бровкой), обычно на глубинах 100-150 м. На соответствие этой зоны шельфа реликтовой береговой линии впервые было указано Ф. Шепардом (Шепард, 1964; Shepard, 1932). Ее принадлежность к периоду второй фазы верхнеплейстоценового оледенения доказана к настоящему времени многочисленными радиоуглеродными датировками (Каплин, 1973; Каплин, Селиванов, 1987).

Хронология плейстоценовых гляциоэвстатических колебаний уровня океана к настоящему времени восстановлена достаточно подробно благодаря успешному применению изотопно-кислородного и палеомагнитного методов при изучении колонок глубоководных океанических осадков (Shackleton, Opdyke, 1973; 1976). Установлена тесная связь этих колебаний с периодическими изменениями орбитальных параметров Земли, что постулировалось в «астрономической» гипотезе оледенений Миланковича (Hays et al., 1976). В частности, показано преобладание в спектральном составе изотопно-кислородной кривой 100-тысячелетних периодов, а также наличие составляющих с периодами 43, 24 и 19 тыс. лет, которые характерны и для орбитальных параметров Земли.

Необходимо отметить, что изотопно-кислородная диаграмма Шеклттона-Опдайка наиболее достоверно отражает временные и амплитудные соотношения гляциоэвстатических колеба-

ний уровня океана, поскольку отражаемое на этой диаграмме относительное изменение содержания тяжелых изотопов кислорода в остатках бентосных фораминифер глубоководных отложений непосредственным образом связано с изменением объемов «изотопно-легкой» воды, законсервированной в ледниках, т.е. с гляциоэвстатическим изменением уровня океана. Это выгодно отличает изотопно-кислородные данные от других палеоклиматических и палеотемпературных диаграмм, основанных на изучении вариаций карбонатных отложений в морских осадках, содержания в них тепло- и холодолюбивых организмов, стратиграфии континентальных ледниковых отложений и т.п., где связь с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана отражается лишь косвенно, а в ряде случаев может вообще отсутствовать.

Гляциоэвстатические колебания уровня океана, подобные плейстоценовым, являются лишь наиболее высокочастотной составляющей в спектре эвстатических циклов фанерозоя и относятся к эвстатическим циклам 4-го порядка, длительность которых колеблется приблизительно от нескольких десятков до первых сотен тысяч лет. Некоторые исследователи (*Лукьянов, 1987; Сергин, Сергин, 1978; 1993*) склонны объяснять природу этих циклов в проявлении автоколебательных свойств системы «ледники-океан-атмосфера» (ЛОА) с глубокими положительными и отрицательными обратными связями, которые ярко проявлялись лишь в определенные геологические периоды, благоприятные для развития оледенений. Важно отметить, что независимо от того, какие факторы в наибольшей степени определяли природу «высокочастотных» гляциоэвстатических колебаний (внешние - астрономические или собственный автоколебательный процесс), существование глубоких отрицательных обратных связей в системе ЛОА, убедительно показанное на основе численного моделирования, в любом случае накладывает ограничение на амплитуду этих колебаний для конкретного геологического периода. Т.е. максимальные амплитуды плейстоценовых понижений уровня океана не должны заметно отличаться друг от друга, также как и максимальные амплитуды повышения уровня.

История эвстатических колебаний в ходе геологического развития Земли достаточно сложна и восстановлена далеко не полностью. Для фанерозойского времени (рис.1.30а) выделяют 2 эвстатических цикла первого порядка длительностью 200-300 млн. лет (*Вейл и др., 1982*). Лишь к нисходящим «холодным» ветвям этих циклов (поздний палеозой и поздний кайнозой) приурочены периоды крупномасштабных оледенений суши (пермско-карбонские и неоген-четвертичные).

Для мезозойско-кайнозойского времени с использованием данных сейсморазведки и бурения успешно проведена реконструкция эвстатических циклов 2 и 3-го порядков. На одной из последних версий глобальной эвстатической циклограммы от триаса до голоцена можно выделить 27 циклов второго порядка, длительностью от 4 до 30 млн. лет и 127 циклов третьего порядка, длительностью от нескольких сот тысяч до 9 млн.лет (*Hag et al., 1987*). Фрагмент этой циклограммы для неоген-четвертичного времени представлен на рис.1.30 (б). Позднекайнозойские гляциоэвстатические колебания уровня океана проявлялись в верхнем миоцене, плиоцене и, особенно интенсивно, - в плейстоцене. На эвстатической циклограмме этим периодам соответствуют максимальные по амплитуде «холодные» экстремумы циклов третьего порядка (9.2-10.5 млн.л.н., 2.0-2.9 млн.л.н., 1.3-1.6 млн.л.н. и 0.06-0.8 млн.л.н.). При этом все они приурочены к «холодным» ветвям начала и конца последнего неоген-четвертичного цикла 2-го порядка.

Необходимо отметить, что в настоящее время при сейсмостратиграфическом анализе и хронологической привязке осадочных комплексов используется диаграмма циклов 2-го и 3-го порядков. Эвстатические циклы четвертого порядка на этой «сейсмостратиграфической» циклограмме не выделяются. Так, все 18 изотопно-кислородных стадий, соответствующих плейстоценовым колебаниям уровня океана, попадают в один «холодный» экстремум последнего цикла 3-го порядка (рис.1.30в). Следует правда заметить, что авторы глобальной циклограммы отмечали наличие «парациклов», связанных с плейстоценовыми гляциоэвстатическими колебаниями, для дельты р. Миссисипи и некоторых других районов (*Вейл и др., 1982*).

Очевидно, что для хронологической привязки гляциоэвстатических событий плейстоцена и связанных с ними осадочных образований глобальная «сейсмостратиграфическая» циклограмма не может быть использована. Такая привязка, как нам представляется, может быть основана лишь на изотопно-кислородной диаграмме Шеклтона-Опдайка.

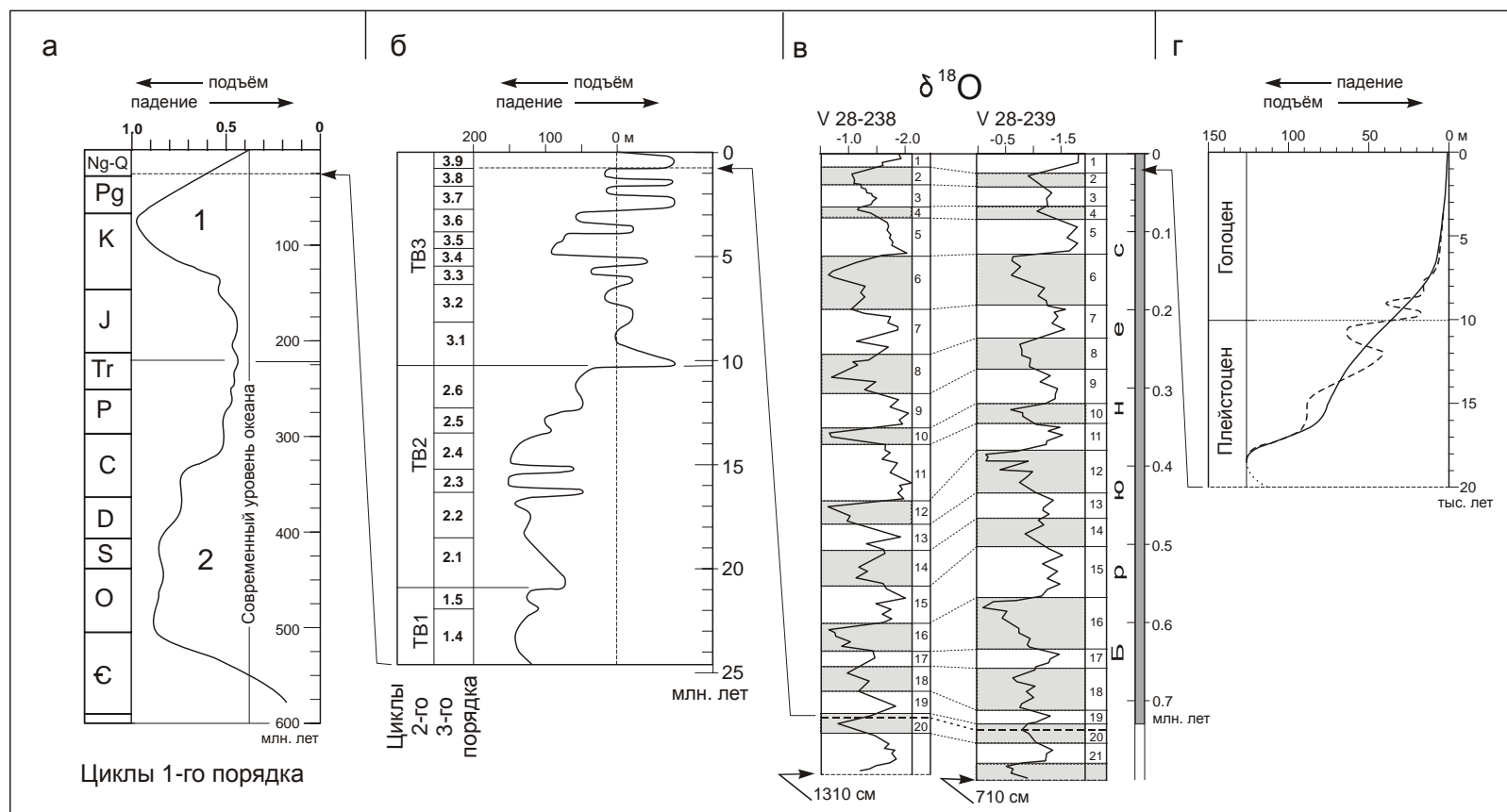


Рис. 1.30. Диаграммы глобальных изменений уровня океана.

а - глобальные эвстатические циклы первого порядка для фанерозоя по данным (Вейл и др., 1982); относительные изменения уровня океана приведены в долях максимального размаха амплитуд эвстатических колебаний по диаграммам циклов 2 и 3 порядков; длительность геологических периодов на диаграмме приведена в соответствии с работой (Харленд и др., 1985); б - фрагмент глобальной эвстатической диаграммы циклов 2 и 3 порядков для неоген-четвертичного времени по данным работы (Hag et al., 1987); в - изотопно-кислородные диаграммы тихоокеанских колонок глубоководных осадков V28-238 и V28-239 по данным работ (Shackelton, Opdyke, 1973; 1976); г - диаграмма глобального изменения уровня океана за последние 20 тыс. лет по данным работы (Каррей, 1968); сплошная линия - график позднеплейстоцен-голоценового изменения уровня океана, построенный по осреднённым значениям радиоуглеродных датировок; штриховая линия - график Дж. Каррея; точечная линия - предполагаемый график изменения уровня океана.

В работах по геохронологии четвертичного периода в качестве «эталонной» приводится обычно изотопно-кислородная диаграмма по тихоокеанской колонке V28-239 (*Никифорова и др., 1987; Харленд и др., 1985*). По этой причине данная диаграмма используется и в настоящей работе. Необходимо при этом заметить, что изотопно-кислородные диаграммы различных колонок глубоководных осадков обнаруживают некоторые отличия по длительности, выраженности и положению в разрезе изотопно-кислородных стадий, что обусловлено отличиями локальных условий и неравномерностью осадконакопления. Так другая тихоокеанская колонка V28-238 заметно отличается от указанной выше относительным расположением изотопно-кислородных стадий в пределах палеомагнитной эпохи Брюнес и различия эти иногда превышают 10% (рис.1.30 в). В настоящее время еще не создана статистически обоснованная изотопно-кислородная шкала плейстоцена, что несомненно сказывается на точности хронологической привязки и оценке амплитуд гляциоэвстатических колебаний уровня океана.

1.4.2. Сейсмостратиграфия шельфовых отложений

Методика выделения по сейсмическим данным осадочных тел (комплексов), формирование которых контролировалось уровнем океана в условиях его эвстатических колебаний, подробно рассмотрена в серии статей (*Вейл и др., 1982*). Напомним некоторые, важные для дальнейшего изложения, положения этих работ.

Периоду стабилизации или медленных изменений уровня океана в осадочном разрезе соответствует непрерывная, генетически связанная последовательность осадочных слоев, ограниченных по простиранию поверхностями несогласий определенного типа. Такая последовательность слоев называется осадочным комплексом. Подошве и кровле комплексов соответствуют поверхности несогласий и адекватные им поверхности согласного залегания. В условиях стабилизации относительного уровня океана формирование прибрежных осадочных комплексов происходит по схеме бокового наращивания и сопровождается латеральным выдвиганием подводного берегового склона в сторону океана. На сейсмических разрезах такие комплексы характеризуются, как правило, сигмовидно-косослоистым рисунком отражений с прилеганием слоев в подошве и кровле комплексов, при этом положение границы кровельного прилегания контролировалось волновой базой, т.е. непосредственно связано с уровнем океана во время формирования осадочного комплекса. Резкие изменения условий осадконакопления, обусловленные сравнительно быстрыми изменениями уровня океана, сопровождались вертикальными и латеральными смещениями «схем бокового наращивания», образованием поверхностей несогласий и адекватных им поверхностей согласного залегания между осадочными комплексами.

Применение этих положений сейсмостратиграфии в отношении гляциоэвстатических осадочных комплексов шельфовой зоны имеет свои особенности. Отметим наиболее важные из них.

Зоны шельфовой седиментации для высоких и для низких гляциоэвстатических уровней океана латерально смещены друг относительно друга на значительные расстояния, т.е. пространственно разобщены. Даже на сравнительно узких шельфах активных континентальных окраин расстояние между ними измеряется, как правило, десятками километров. В периоды высоких гляциоэвстатических уровней океана, как, например, в голоцене, на внешних участках океанских шельфов средних широт осадконакопление за пределами внешней части подводного берегового склона практически приостанавливается (*Ионин и др., 1987; Карпей, 1968; Щербатов, 1983*). Поэтому последовательность осадочных комплексов здесь должна быть представлена, в основном, лишь отложениями регрессивных стадий при минимальном участии отложений периодов межледниковий (исключение составляют лишь авандельты крупнейших рек). При этом границы несогласий между «ледниковыми» осадочными комплексами связаны с замедлениями или перерывами осадконакопления в периоды межледниковий, а латеральные и вертикальные смещения «схем бокового наращивания» обусловлены, в основном, лишь различиями низких уровней океана в последовательности соответствующих регрессивных стадий и вертикальными движениями дна акваторий за каждый гляциоэвстатический цикл. Последний фактор имеет определяющее значение для шельфа тектонически активных районов. На устойчиво вздымающемся шельфе аккумулятивные образования регрессивных стадий со временем неизбежно попадают в зону волнового воздействия и разрушаются. Все многообразие этих образований на таком шельфе исчерпывается, как правило, лишь одним осадочным комплексом, соответствующим последнему ледниковью.

На относительно стабильных участках шельфа, где амплитуды вертикальных движений за каждый гляциоэвстатический цикл были гораздо меньше амплитуд соответствующих колебаний уровня океана, осадочные комплексы регрессивных стадий надстраивают друг друга по латерали без заметных вертикальных смещений. Возникающие при этом несогласия, обусловленные перерывами осадконакопления в межледниковья и незначительными вариациями в последовательности регрессивных уровней океана, мало чем отличаются по морфологическим признакам от «сигмовидных» границ раздела слоев в пределах осадочных комплексов. В этом случае даже с использованием высокочастотных сейсмоакустических методов практически невозможно выделить несогласия, разделяющие отложения разных гляциоэвстатических циклов, и всю последовательность осадочных комплексов в лучшем случае можно выделить лишь как один комплекс, соответствующий «холодному» плейстоценовому периоду в последнем цикле третьего порядка глобальной эвстатической циклограммы. При этом всегда остается неопределенность даже в приблизительной оценке количества регрессивных стадий, в течение которых мог сформироваться этот комплекс. Поэтому с использованием одних только сейсмоакустических данных практически невозможно уверенно отличить воздымающиеся участки шельфа от относительно стабильных. Напомним, что воздымающиеся побережья несут, как правило, следы трансгрессивных стадий плейстоцена в виде серии поднятых наземных морских террас, изучение которых методами абсолютной геохронологии дает гораздо более полные представления о восходящих движениях, чем изучение прилегающих участков шельфа.

Участки шельфа, которые на протяжении четвертичного периода испытывали устойчивое погружение со средними скоростями 0.3-0.5 мм/год и более, являются районами, наиболее благоприятными для формирования различных сейсмоакустическими методами несогласий, разделяющих осадочные комплексы различных гляциоэвстатических циклов. «Схемы бокового наращивания» в последовательности этих комплексов надстраивают друг друга по вертикали при сравнительно небольших латеральных смещениях. Их фронтальные участки, соответствующие по времени образованию окончаниям регрессивных стадий, легко распознаются на сейсмических разрезах по прекращению кровельного прилегания и характерному перегибу кровли комплекса (реликтовой бровке). Такие участки шельфа весьма привлекательны для количественных оценок скоростей и амплитуд новейших вертикальных движений, и именно они будут основным объектом нашего внимания.

1.4.3. Структура отложений и новейшие тектонические движения шельфа Восточной Камчатки

В последние десятилетия на акваториях, прилегающих к Восточной Камчатке, был выполнен значительный объем сейсмоакустических исследований с применением электроискрового источника (рис.1.1). Эти исследования проводились в полосе частот сейсмического сигнала 70-100 Гц и охватывали как глубоководные акватории, так и шельф. В результате проведенных исследований были выявлены признаки крупномасштабных (до первых километров) погружений обширных по протяженности (десятки километров) поверхностей абразионно-аккумулятивного выравнивания. Соответствующие примеры были рассмотрены в разделе 1.3. Формирование таких поверхностей (в дальнейшем изложении мы будем называть их базовыми поверхностями выравнивания) могло быть связано лишь с достаточно длительным периодом выравнивания рельефа. Структура шельфовых отложений, залегающих выше базовой поверхности выравнивания, на многих участках шельфа проявляла признаки «многоярусного» строения. Однако разрешающая способность метода даже на этих частотах не позволяла уверенно выделить границы несогласий и провести расчленение шельфовых отложений на отдельные аккумулятивные тела.

В период с 1986 по 1991 г. на шельфе Восточной Камчатки в нескольких рейсах НИС «Вулканолог» была отработана сеть сейсмоакустических профилей с применением более высокочастотного излучателя (200-250 Гц). В этот же период на южном участке шельфа было отработано 8 станций точечного сейсмоакустического зондирования с применением сейсмического радиобуя и высокочастотного электроискрового излучателя, в результате чего были определены скорости продольных волн в осадках и породах, срезаемых базовой поверхностью выравнивания. Несколько раньше 2 станции сейсмоакустического зондирования были отработаны на шельфе Кроноцкого залива (*Селиверстов и др., 1980б*). 16 станций сейсмоакустического зондирования с применением низкочастотного (15-20 Гц) пневматического источника в пределах шельфа и склона юго-восточной Камчатки было выполнено в экспедициях ТОИ ДВО РАН (*Карп, Медведев, 1989*).

Структура шельфовых отложений Восточной Камчатки существенно различается по простиранию. В направлении с ЮЗ на СВ наблюдается вполне определенная продольная зональность, обусловленная различной интенсивностью тектонических движений. Основным объектом нашего внимания являются погружающиеся участки шельфа, и мы рассмотрим особенности их строения последовательно с юго-запада на северо-восток.

Южный участок шельфа Восточной Камчатки. Прилегает к побережью Восточной Камчатки от мыса Лопатка до Авачинской бухты, протягиваясь на 240 км с ЮЮЗ на ССВ. Ширина шельфа на юге (у м. Лопатка) составляет 65-70 км и в северном направлении постепенно убывает, достигая ширины 12-15 км южнее Авачинской бухты. Переход пологой шельфовой террасы к склону фиксируется резким перегибом дна - внешней бровкой. Глубина этой бровки постепенно меняется от 600-650 м на юге до 150-160 м на севере. Существует еще один перегиб шельфовой террасы - внутренняя бровка. Она находится обычно на глубине 150-160 м и соответствует, вероятнее всего, верхней части подводного берегового склона, сформированного к окончанию последней позднеплейстоценовой регрессии. На юге (у мыса Лопатка) внутренняя бровка удалена от берега на расстояние около 45-50 км, а в северном направлении это расстояние сокращается до 10-15 км, при этом внутренняя и внешняя бровки здесь сливаются, фиксируя переход от шельфа к крутому, расчлененному каньонами склону Авачинского залива.

На рис.1.31 представлен высокочастотный сейсмоакустический разрез, который характеризуют основные черты строения рассматриваемого участка шельфа. Его основные элементы - сравнительно маломощный чехол осадков и подстилающая эти осадки базовая поверхность выравнивания. Последняя представляет собой обширную плоскую поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, срезающую породы различного состава и возраста.

Севернее 51°35' под этой поверхностью залегают породы с относительно высокими скоростями продольных волн (3.8-4.6 км/с), соответствующие, по-видимому, вулканогенно-осадочным и вулканическим породам палеогенового возраста, обнажения которых распространены на прилегающем побережье (*Геологическая...*, 1976). Базовой поверхности выравнивания здесь соответствует отражающая граница типа «акустического фундамента», ниже которой отражения не фиксируются.

Южнее указанной широты под базовой поверхностью, как на внутренних, так и на внешних участках шельфа, начинают фиксироваться протяженные отражающие границы, соответствующие, вероятно, границам напластования осадочных пород неогенового возраста, обнажения которых распространены на прилегающем участке побережья (*Геологическая...*, 1976). По данным низкочастотных зондирований (*Карп, Медведев, 1989*) разрез пород под базовой поверхностью здесь становится более низкоскоростным (2.5-3.0 км/с), характерным для слабо консолидированных осадочных пород.

Еще южнее, напротив бухты Вестник, судя по форме отражающих границ, осадочные породы слагают различные по размерам и степени дислоцированности синклинали и антиклинали складки, а на внешних участках шельфа - моноклинали (рис.1.31), при этом осадочные слои срезаются базовой поверхностью с образованием четких угловых несогласий, характерных для абразионных террас. Внешняя кромка этой террасы фиксирует положение внешней бровки шельфа. С приближением к южному окончанию Камчатки (м. Лопатка) признаки осадочного разреза под базовой поверхностью вновь исчезают. Возрастают и значения скоростей продольных волн в подстилающих породах (до 3.5 км/с).

Таким образом, есть основания полагать, что базовая поверхность выравнивания срезает различные по генезису, возрасту и степени консолидации породы, в том числе высокоскоростные, вероятнее всего, консолидированные вулканогенно-осадочные или вулканические породы. Формирование абразионных поверхностей в консолидированных породах происходит с невысокой скоростью, обычно не более нескольких сантиметров в год (*Берд, 1990; Ионин и др., 1987*), и для формирования абразионных террас шириной первые десятки километров необходим значительный по времени период выравнивания рельефа (сотни тысяч - первые миллионы лет). Последний такой период для Восточной Камчатки предшествовал плиоцен-четвертичному времени и соответствовал заключительному этапу верхнемиоцен-плиоценовых орогенических движений (*Геология СССР...*, 1964; *Мелекесцев и др., 1974*).

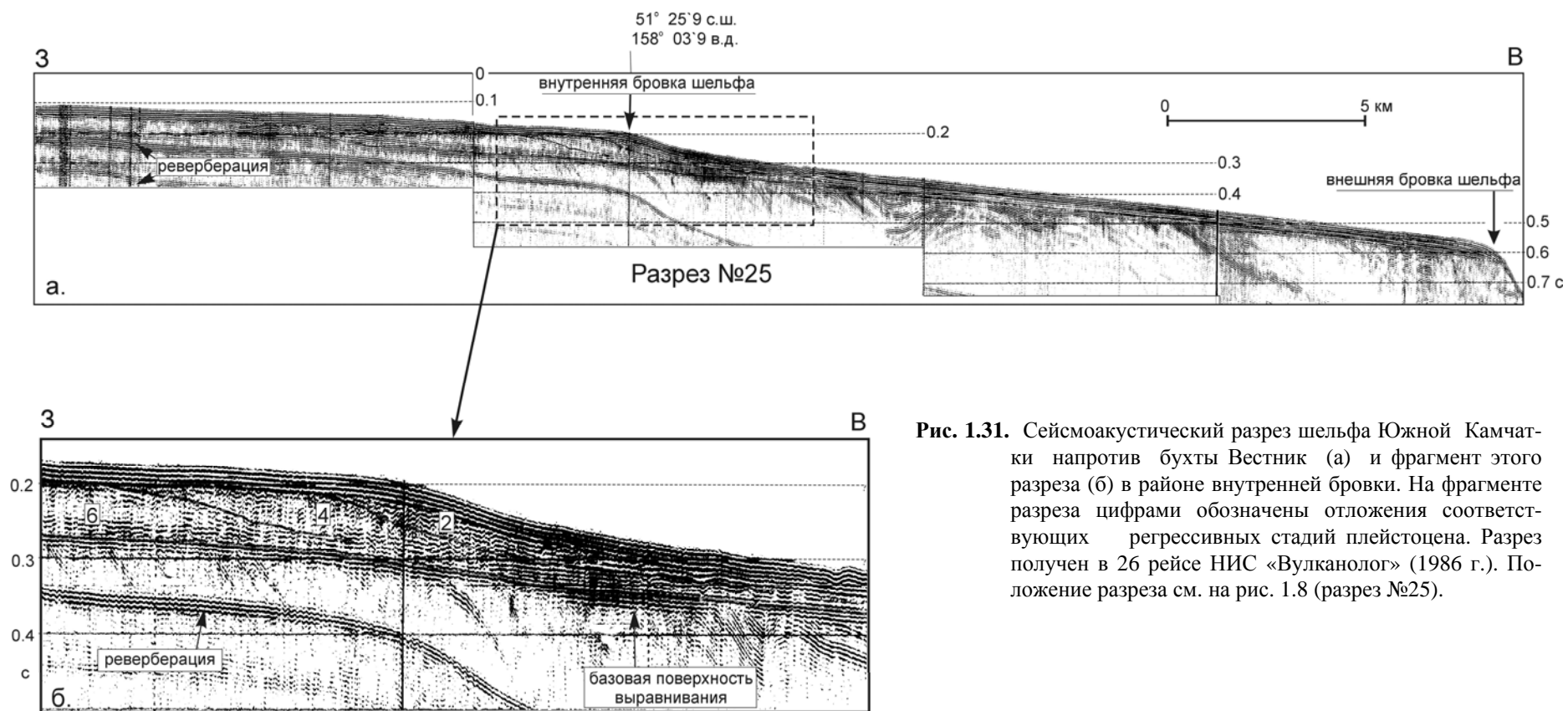


Рис. 1.31. Сейсмоакустический разрез шельфа Южной Камчатки напротив бухты Вестник (а) и фрагмент этого разреза (б) в районе внутренней бровки. На фрагменте разреза цифрами обозначены отложения соответствующих регрессивных стадий плейстоцена. Разрез получен в 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г.). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №25).

По-видимому, именно в этот период были сформированы обширные абразионные террасы, соответствующие базовой поверхности выравнивания. Ее современное положение отражает интегральную величину вертикальных верхнеплиоцен-четвертичных движений, которые в пределах рассматриваемого участка проявились неодинаково.

Между бухтами Авачинской и Мутной шельф отличается сложной морфологией базовой поверхности, ее тектонической раздробленностью на многочисленные блоки с вертикальными смещениями до нескольких десятков метров. Степень тектонической раздробленности особенно велика в районе бухт Саранная и Жировая, что является, вероятно, поверхностным проявлением глубинной тектонически активной в четвертичное время структуры СЗ простирания, прослеживаемой в пределах континентального склона по направлению к суше (рис.1.7). Южнее бухты Асача базовая поверхность выравнивания имеет исключительно плоский рельеф, не нарушенный тектоническими движениями. Глубина ее залегания постепенно увеличивается в юго-восточном направлении и достигает максимальных значений на широте южного окончания п-ова Камчатка, где ее внешний край опущен на 650-700 м ниже уровня океана.

Отложения, залегающие выше базовой поверхности выравнивания, распределены по площади неравномерно. На обширных участках шельфа, заключенных между внутренней и внешней бровками, мощность осадков весьма незначительна (от нескольких до первых десятков метров, см. рис.1.31). Максимальные мощности осадков (до 110-120 м) отмечаются в районе внутренней бровки напротив устьевых зон рек Мутная и Ходутка (Левая и Правая). Аккумулятивные образования здесь соответствуют, вероятнее всего, реликтовым авандельтам упомянутых выше рек, выдвигание которых происходило в периоды плейстоценовых понижений уровня океана с образованием вытянутых вдоль побережья подводных баров и продельтовых осадочных тел. Состав осадков в таких районах характеризуется пестрой латеральной неоднородностью, от грубообломочных отложений песчано-гравийной размерности до глинистых илов (Лидер, 1986; Чистяков и др., 1983). Грубообломочные отложения слагают, обычно, приустьевые зоны авандельты. На сейсмоакустических разрезах такие отложения характеризуются, как правило, нерегулярной, хаотичной слоистостью и сравнительно высокими значениями скоростей продольных волн (1750-1900 м/с). Обломочный материал алевритовой и пелитовой размерности, переносимый течениями, надстраивает периферийные участки авандельт и формирует обширные продельтовые тела, которые характеризуются выдержанной слоистостью и более низкими значениями скоростей продольных волн (1500-1700 м/с).

Основные объемы обломочного материала на южном участке шельфа сосредоточены в упомянутых выше реликтовых авандельтах рек Ходутка и Мутная. Строение этих авандельт обнаруживает признаки многоярусного строения и характеризуется латеральным выдвиганием осадочных комплексов при весьма незначительных вертикальных смещениях. Представленный на рис.1.31 разрез по профилю №25 характеризует строение реликтовой авандельты восточнее бухты Ходутка. Осадочные комплексы 2 и 4 здесь соответствуют, вероятнее всего, последовательному выдвиганию авандельты в течение двух фаз верхнеплейстоценовых понижений уровня океана (регрессивные стадии 2 и 4 изотопно-кислородной диаграммы Шеклтона-Опдайка). Эти комплексы разделены слабо выраженным несогласием, которому может быть поставлено в соответствие сравнительно кратковременная трансгрессивная стадия 3. Яркое несогласие, подстилающее комплекс 4, вероятнее всего соответствует длительной верхнеплейстоценовой трансгрессии (80-130 т.л. назад), отчетливо отразившейся на изотопно-кислородной кривой трансгрессивной стадией 5. Этот период времени соответствует эемскому (или микулинскому) межледниковью, в течение которого уровень океана был близок к современному (Никифорова и др., 1987). «Эемское» несогласие подстилается, по-видимому, отложениями среднеплейстоценовых ледниковых эпох (регрессивные стадии 6 и 8). Однако отложения этих и более ранних регрессивных стадий из-за слишком малых вертикальных смещений соответствующих осадочных комплексов не поддаются уверенному выделению.

Об интегральной скорости нисходящих движений в пределах рассматриваемого участка шельфа можно судить, в основном, по современному положению базовой поверхности выравнивания и, в меньшей степени, по современному положению границ кровельного прилегания выделенных осадочных комплексов, основываясь на приведенных выше предположениях о их возрасте. Средние скорости погружения шельфовой террасы, судя по современному положению базовой поверхности выравнивания, постепенно возрастают в юго-восточном направлении. На широте бухты Вестник в окрестностях внутренней бровки их величина составляет 0.1-0.2 мм/год, а в районе внешней бровки увеличивается до 0.3-0.4 мм/год. Результаты графиче-

ского определения приводимых здесь и далее скоростей нисходящих движений и возможные их составляющие подробно рассмотрены в работах (Селиверстов, 1996; 1998).

Шельф Авачинского залива. Шельф Авачинского залива вытянут в широтном направлении и прослеживается от Авачинской бухты до мыса Шипунский, приблизительно на 80 км при максимальной ширине около 45 км. Шельф полого наклонен в южном направлении. Как и на южном участке, здесь отчетливо выражена внутренняя бровка, отождествляемая с реликтовым подводным береговым склоном конца последней верхнеплейстоценовой регрессии. Внутренняя бровка фиксируется здесь на глубинах 145-150 м.

Вблизи Авачинской бухты шельф интенсивно расчленен эрозионно-тектоническими долинами - верховьями Авачинского каньона. Некоторые из них прослеживаются с глубин менее 100 м. Несколько аналогичных долин расчленяют и более восточные участки шельфа, достигая его внутренней бровки. Последняя, как правило, фиксирует переход пологой шельфовой террасы к крутым, часто обрывистым бортам эрозионно-тектонических долин или более пологому аккумулятивному склону котловины Авачинского залива. В последнем случае часто фиксируются фрагменты внешней бровки шельфа (обычно на глубинах до 300-350 м). Причем ее происхождение связано не с базовой поверхностью выравнивания, как на южном участке шельфа, а с более молодым региональным несогласием, разделяющим аккумулятивные образования шельфа на две толщи и соответствующим, вероятнее всего, региональному изменению тектонического режима в конце нижнего - начале среднего плейстоцена. Упомянутое региональное несогласие прослеживается в пределах всего шельфа Авачинского и, как будет показано ниже, Кроноцкого заливов, что позволяет отнести это несогласие к проявлению крупного в геологической истории Восточной Камчатки события, имеющего региональное стратиграфическое значение.

Базовая поверхность выравнивания установлена на внешних участках шельфа, а также в пределах северного склона Авачинского залива. Она деформирована последующими тектоническими движениями и разбита на блоки, при этом глубина ее залегания меняется от первых сотен метров до 2.5-3.0 км. (см. рис.1.23). На внутренних участках шельфа положение этой поверхности не установлено из-за мощных реверберационных помех, но, судя по структурным особенностям вышележающих осадочных комплексов, есть основания полагать, что под отложениями мелководного шельфа в рельефе поверхности нашли отражение новейшие структуры субмеридионального и северо-западного простираний, выделенные на прилегающих участках континентального склона (рис.1.7).

Судя по данным глубинного сейсмического зондирования по профилю 7-ОС (Аносов и др., 1978), в пределах западной части шельфа и склона Авачинского залива базовая поверхность выравнивания срезает породы с высокими значениями скоростей продольных волн (около 5.5 км/с), характерными для консолидированных вулканогенно-осадочных и вулканических пород. В восточной части северного склона Авачинского залива по данным низкочастотного сейсмоакустического зондирования (Карп, Медведев, 1989) под базовой поверхностью залегают более низкоскоростные (около 3 км/с), по-видимому, слабо консолидированные осадочные породы.

Главной транспортной артерией обломочного материала в Авачинском заливе является Авачинский каньон с его многочисленными притоками, интенсивно расчленившими склоны и шельф залива. Двигаясь по этой системе долин, обломочный материал не только заполнял котловину залива, но также выносился на материковый борт и в осевую часть глубоководного желоба, где сформировал турбидитовый клин мощностью до нескольких сот метров и протяженностью около 100 км вдоль оси желоба.

Основная часть каньонов Авачинского залива не достигает современной зоны шельфовой седиментации (исключение составляют лишь отдельные притоки Авачинского каньона). Это означает, что в голоцене резко сократилось количество обломочного материала, поставляемого по системе каньонов из береговой зоны в котловину залива и более глубоководные районы. Данное явление, связанное с позднеплейстоцен-голоценовым повышением уровня океана, носило глобальный характер и является главной причиной низких скоростей голоценового осадконакопления в бассейнах лавинной седиментации (Лисицын, 1974; Чистяков и др., 1983; Щербаков, 1983). Интенсивное заполнение таких бассейнов обломочным материалом, переносимым гравитационными потоками, происходило лишь в периоды низкого уровня океана, т.е. в периоды ледниковий. В это время верховья каньонов непосредственно питались вдольбереговыми потоками обломочного материала и твердым стоком рек. Кроме того, перигляциальные области с горным рельефом (как Камчатка) в ледниковые периоды плейстоцена

подвергались мощной ледниковой эрозии, в результате которой многократно возрастал сток обломочного материала (*Шумм, 1968*), поступавшего в береговую зону и питавшего каньоны.

При гляциоэвстатических повышении уровня океана питание каньонов обломочным материалом практически приостанавливалось и осадконакопление в прилегающих седиментационных бассейнах носило в основном нефелоидный характер (*Щербаков, 1983*), т.е. определялось осаждением биогенного и тонкого обломочного материала, переносимого течениями, и отличалось сравнительно невысокими скоростями. Поэтому можно полагать, что основная часть мощного осадочного заполнения седиментационных впадин у основания континентального склона Восточной Камчатки, в том числе и в котловине Авачинского залива, представлена отложениями ледниковой, т.е. сформирована в основном в периоды плейстоценовых гляциоэвстатических понижений уровня океана.

У основания северного склона Авачинского залива базовая поверхность выравнивания перекрыта толщей осадков, мощность которых достигает 1 км. Если допустить, что в котловине Авачинского залива мощность четвертичных отложений ограничена километровой изопахитой, то объем этих отложений оценивается здесь величиной порядка 7000 км³. Эта величина, по-видимому, является минимальной и весьма заниженной оценкой количества обломочного материала, вынесенного в четвертичное время за пределы шельфа гравитационными потоками, сделанной без учета отложений склонов и турбидитового заполнения осевой части глубоководного желоба.

Структура осадков на склонах и в котловине Авачинского залива на сейсмоакустических разрезах часто характеризуется ритмично-слоистым строением, что обусловлено, вероятно, гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. Последовательность этих ритмов образована, по-видимому, чередованием мощных «ледниковых» слоев турбидитовых отложений и маломощных прослоев «нефелоидных» осадков, образованных в периоды межледниковий. В местах разрастания мощности осадков наблюдается весьма удовлетворительная сопоставимость количества слоев ритмично-слоистых толщ и числа четных «ледниковых» стадий плейстоцена на изотопно-кислородной диаграмме Шеклтона-Опдайка. Однако такая картина наблюдается не всегда. Обломочный материал, перемещаемый гравитационными потоками, заполняет, прежде всего, наиболее пониженные участки дна в пределах склона и его подножий (*Чистяков и др., 1983*), поэтому наиболее полные разрезы «ритмитов» в условиях дифференцированных тектонических движений образуются, в основном, лишь в местах устойчивого прогибания. Кроме того, первичная структура осадков часто может нарушаться тектоническими и гравитационно-оползневными деформациями, что приводит к невозможности расшифровки их ритмично-слоистого строения.

Шельф Кроноцкого залива. Шельф Кроноцкого залива имеет протяженность около 120 км в СВ направлении. Его внешняя бровка выдвинута в сторону океана на расстояния до 50 км от берега и достигает глубин порядка 1 км. Внутренняя бровка здесь фиксируется обычно на глубинах 150-160 м и на расстояниях от 10 до 35 км от берега. Между внутренней и внешней бровками на глубинах 600-700 м иногда можно выделить еще один перегиб шельфа - промежуточную бровку.

Шельф Кроноцкого залива глубоко расчленен крупными каньонами (каньоны Жупановский, Кроноцкий, Ольга, Кубовой) и их многочисленными притоками. Осадки шельфа подстилаются базовой поверхностью выравнивания - обширной плоской абразионно-аккумулятивной террасой (см. рис.1.20–1.22). Изолинии глубины залегания этой поверхности, построенные по сейсмоакустическим данным, представлены в работе (*Селиверстов и др., 1980 а*). Базовая поверхность выравнивания срезает породы различного состава и возраста. Срезаемые породы характеризуются моноклинальным залеганием и полого падают в юго-восточном направлении под мощный чехол более молодых осадков котловины Кроноцкого залива. Эти породы обнажаются в бортах каньонов. Их состав и возраст охарактеризованы в разделе 1.3.

На рис.1.32 представлен сейсмоакустический разрез по одному из профилей (разрез №26), характеризующий структуру осадков в окрестностях внутренней бровки шельфа Кроноцкого залива. На разрезе отчетливо выделяется серия осадочных комплексов, которым может быть поставлена в соответствие последовательность регрессивных стадий плейстоцена. Осадочные комплексы хорошо коррелируются по простиранию шельфа, но в направлении к берегу их выделение, к сожалению, ограничено зоной интенсивных реверберационных помех.

Совокупность осадочных комплексов на шельфе Кроноцкого залива разделена региональной границей несогласия на 2 толщи: верхнюю и нижнюю. Осадочные комплексы как верхней, так и нижней толщ надстраивают друг друга по вертикали с незначительными (до 2-3

км) латеральными смещениями фронтальных частей. Однако комплексы верхней толщи значительно (на 6-15 км) смещены по латерали в сторону берега относительно комплексов нижней толщи, что связано, вероятнее всего, с изменением тектонического режима в период формирования регионального несогласия.

В пределах верхней толщи выделено 5 осадочных комплексов: 2-4, 6, ба, 8 и 10. Верхний комплекс (2-4) соответствует, вероятнее всего, отложениям регрессивных стадий 2 и 4 верхнего плейстоцена и содержит, как правило, признаки несогласия (трансгрессивной стадии 3). Первое сверху ярко выраженное несогласие мы связываем с «эемским» временем, т.е. с трансгрессивной стадией 5 верхнего плейстоцена. Ниже залегают осадочные комплексы 6 и ба, соответствующие, вероятно, отложениям регрессивной стадии 6 среднего плейстоцена. Комплекс ба выпадает из общей закономерности вертикального наращивания осадочных комплексов и указывает, вероятнее всего, на период стабилизации промежуточного, более высокого, чем к концу регрессивной стадии 6, уровня океана. На возможность существования такого периода указывают изотопно-кислородные кривые по обоим тихоокеанским колонкам (рис.1.30в), где в начале стадии 6 можно выделить «стадиал», имеющий, по-видимому, стратиграфическое значение. В основании верхней толщи выделено еще 2 комплекса, которые отнесены к регрессивным стадиям 8 и 10 начала среднего и конца нижнего плейстоцена. Далее следует региональное несогласие, по которому наблюдается значительное латеральное смещение осадочных комплексов верхней и нижней толщ. Выдвинутые в сторону океана фронтальные части комплексов нижней толщи образуют перегиб в рельефе шельфовой террасы на глубинах 600-700 м - промежуточную бровку (рис.1.20). Средняя скорость продольных волн в осадках, измеренная в окрестностях промежуточной бровки, составляет 1830 м/с, что может свидетельствовать о грубообломочном составе фронтальных частей осадочных комплексов нижней толщи. В нижней толще удается выделить до трех осадочных комплексов (Селиверстов, 1998), которые соответствуют, вероятнее всего, отложениям наиболее крупных регрессивных стадий нижнего плейстоцена (12, 16 и 18).

Структура шельфовых отложений Кроноцкого залива свидетельствует об устойчивом погружении шельфа после формирования базовой поверхности выравнивания. Внешняя кромка базовой поверхности в настоящее время достигает глубин около 1 км (см. рис.1.20).

Если допустить, что базовая поверхность выравнивания фиксирует регрессивный уровень океана на рубеже плиоцена и плейстоцена, то среднюю скорость нисходящих движений в четвертичное время для внешних участков шельфа Кроноцкого залива можно оценить величиной 1-1.2 мм/год. Вертикальные смещения зон кровельного прилегания осадочных комплексов в окрестностях внутренней и промежуточной бровок шельфа свидетельствуют о неравномерности нисходящих движений в течение плейстоцена. В нижнем плейстоцене средняя скорость погружения внешнего шельфа составляла 0.7-0.8 мм/год. В конце нижнего плейстоцена (изотопно-кислородные стадии 10 и 11) она увеличилась до 3-4 мм/год, а в течение среднего и верхнего плейстоцена составляла 0.6-0.7 мм/год, при этом средняя скорость за весь плейстоцен была около 1 мм/год.

Общий объем осадков, залегающих на шельфе Кроноцкого залива выше базовой поверхности выравнивания, оценивается величиной порядка 900 км³, из них около 100-120 км³ приходится на комплексы, относимые к верхнему плейстоцену.

На шельфе отлагалась лишь незначительная часть обломочного материала. Его основная часть в периоды гляциоэвстатических регрессий выносилась по каньонам в котловину Кроноцкого залива, а также на материковый борт и в осевую часть прилегающего участка Курило-Камчатского желоба, где сформировался турбидитовый клин мощностью в несколько сот метров. В котловине Кроноцкого залива мощность ритмично-слоистых отложений с признаками гравитационного перемещения достигает максимальных значений в её южной части, где значительно превышает 1 км. Объем этих отложений составляет не менее 10000 км³. Мощность отдельных гляциоэвстатических ритмов достигает 100-150 м. Ни один из каньонов Кроноцкого залива в настоящее время не достигает зоны современной шельфовой седиментации, поэтому современное осадконакопление в котловине залива должно носить «нефеллоидный» характер.

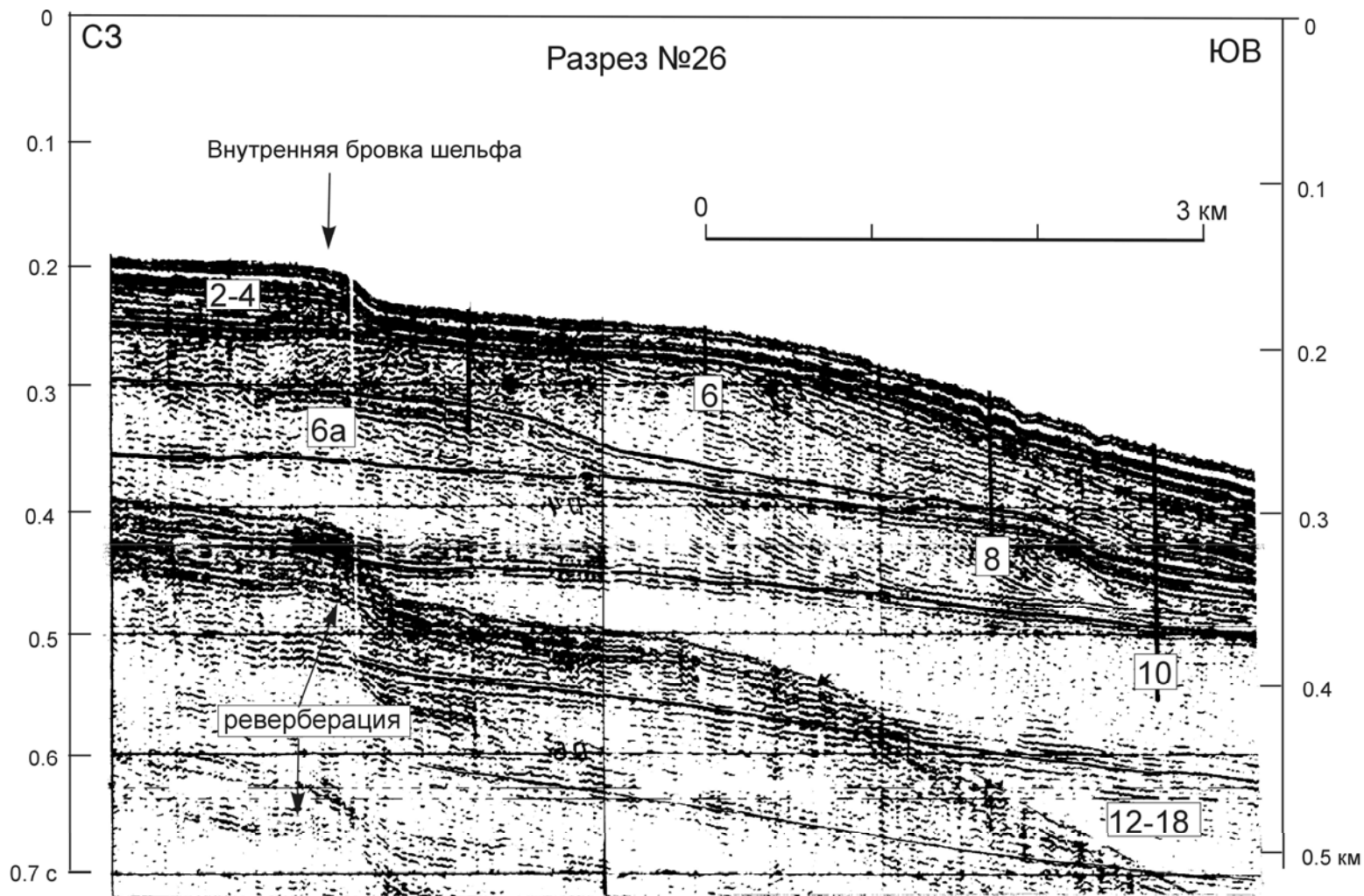


Рис. 1.32. Высоочастотный сейсмоакустический разрез шельфа западной части Кроноцкого залива. Получен в 39 рейсе НИС «Вулканолог». Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №26). Цифры в рамках - номера изотопно-кислородных стадий плейстоцена, во время которых предполагается образование соответствующих осадочных комплексов.

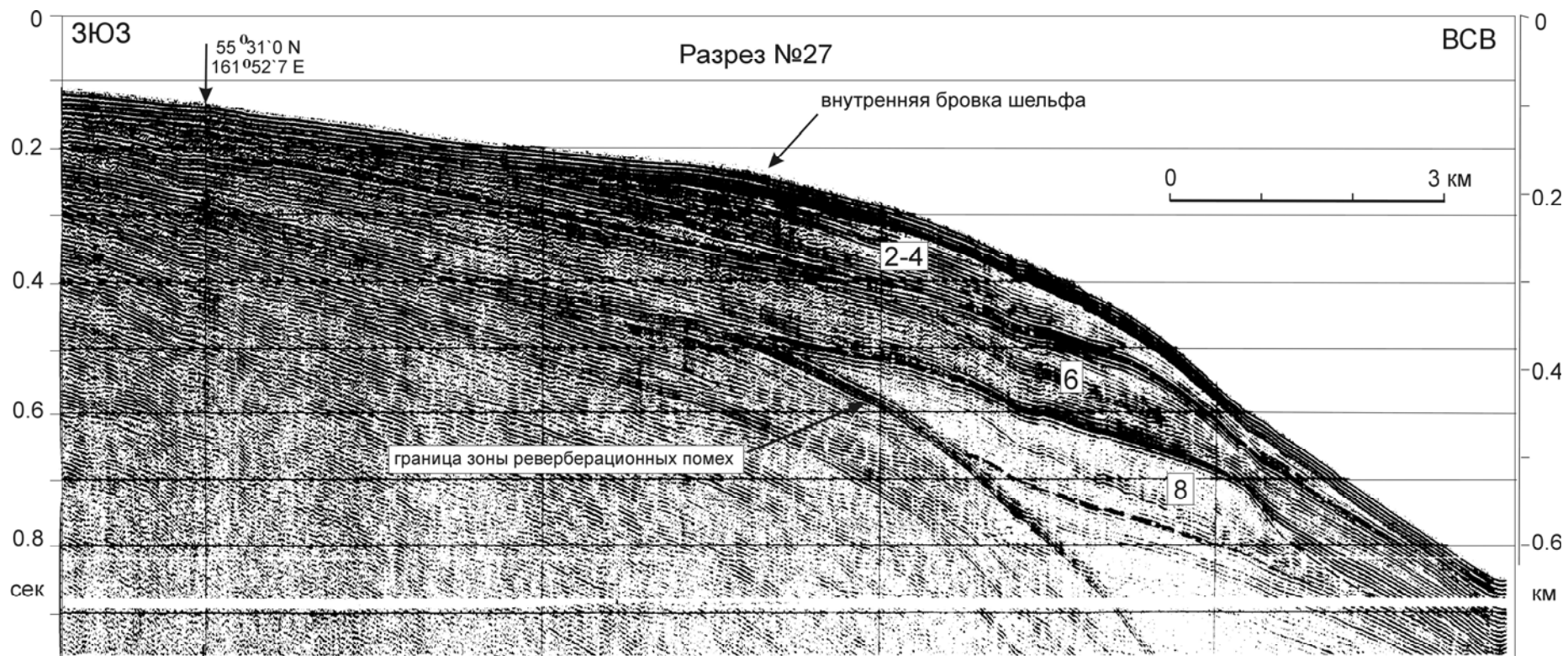


Рис. 1.33. Высокочастотный сейсмоакустический разрез шельфа в западной части Камчатского залива. Разрез получен в 39 рейсе НИС «Вулканолог» (1991 г.). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез № 27). Цифры в рамках - номера регрессивных стадий плейстоцена, во время которых предполагается образование соответствующих осадочных комплексов.

Каньоны Кроноцкого залива прорезают шельф на 1.5-2.0 км ниже базовой поверхности выравнивания и представляют собой гигантские эрозионно-тектонические долины с признаками тектонических смещений по их бортам, разветвленными верховьями и боковыми притоками. Судя по полученным данным, есть основания полагать, что в среднем плейстоцене система эрозионных долин была развита сильнее, чем в настоящее время. Практически для всех каньонов Кроноцкого залива в их верховьях установлены палеоруслы, погребенные отложениями, относимыми к верхнему и концу среднего плейстоцена.

Шельф Камчатского залива. Шельф Камчатского залива вытянут в ССВ направлении на 130 км. Его простирание в сторону океана ограничивается системой тектонических уступов или эрозионно-тектонических долин на различных глубинах от 100-150 м до 700-800 м, при этом ширина шельфа меняется от 10-15 км до 30 км. В южной части Камчатского залива, в окрестностях каньонов Сторож, Чажма и, особенно, вблизи структуры Кроноцкого п-ова шельф тектонически раздроблен многочисленными разрывными нарушениями, а шельфовые отложения, включая верхние комплексы, деформированы и крайне невыдержаны по простиранию. Эта обширная зона тектонической раздробленности является, вероятно, поверхностным выражением глубинной тектонически активной поперечной структуры, отделяющей подводное продолжение Кроноцкого полуострова от котловины Камчатского залива.

На рис.1.33 представлен сейсмоакустический разрез (№27) по профилю, пересекающему шельф в центральной части Камчатского залива. На представленном разрезе отчетливо выражена одна важная особенность шельфа Камчатского залива: отсутствие резкого перегиба рельефа в районе внутренней бровки. Положение этой бровки можно установить лишь по структурным признакам: по прекращению прослеживания кровельного прилегания в верхнем осадочном комплексе. Кроме того, внутренняя бровка здесь находится на глубинах 180-210 м, т.е. существенно глубже, чем обычно. Эту особенность можно объяснить, лишь сделав допущение о весьма высокой скорости позднеплейстоцен-голоценовых нисходящих движений шельфа, порядка 2 мм/год и более, которые могли привести к столь заметному переуглублению внутренней бровки за последние 18 тыс. лет. Отсутствие в этом случае даже кратковременного периода стабилизации относительного уровня океана из-за быстрого прогибания дна могло явиться также причиной слабой морфологической выраженности внутренней бровки.

Выделенные на шельфе Камчатского залива осадочные комплексы (рис.1.33) обозначены, как и ранее, номерами регрессивных стадий плейстоцена, во время которых эти комплексы, вероятнее всего, были сформированы.

Верхние осадочные комплексы (2 и 4) отнесены к отложениям верхнеплейстоценовых регрессивных стадий. Они разделены слабо выраженным несогласием, которое можно сопоставить с верхнеплейстоценовым межстадиалом (стадия 3). Первое сверху ярко выраженное несогласие отнесено к верхнеплейстоценовому межледниковью (эемская трансгрессивная стадия 5). Осадочный комплекс, залегающий ниже этого несогласия, вероятно был сформирован в регрессивную стадию 6 среднего плейстоцена. В пределах этого комплекса часто можно выделить несогласие, отмеченное ранее для комплексов 6-6а в Кроноцком заливе. Далее вниз по разрезу иногда удается проследить еще один осадочный комплекс, сопоставляемый с регрессивной стадией 8 начала среднего плейстоцена. Более глубоко залегающие осадочные комплексы в пределах шельфа Камчатского залива выделить не удастся. Возможно, что это связано с высокой степенью нарушенности их первичного залегания тектоническими процессами или относительно молодым возрастом котловины Камчатского залива.

Анализ современного положения выделенных осадочных комплексов свидетельствует о неравномерности проявления нисходящих движений по простиранию шельфа Камчатского залива (Селиверстов, 1998). Его центральная часть в течение голоцена, верхнего и второй половины среднего плейстоцена, судя по полученным данным, испытывала устойчивое погружение, средняя скорость которого для внешних участков шельфа составляла 1.5-2 мм/год, а несколько севернее достигала 2.5-3 мм/год. Несколько южнее широты мыса Осыпной шельф Камчатского залива осложнен антиклинальной структурой СЗ простирания. В пределах этой структуры формирование осадочных комплексов происходило на фоне дифференцированных тектонических движений, а средняя скорость нисходящих движений в верхнем плейстоцене-голоцене была заметно меньше, чем на соседних участках и составляла 1.1-1.3 мм/год. Севернее мыса Осыпной шельф осложнен прогибом СЗ простирания. Мощность верхних комплексов здесь резко возрастает, а средняя скорость нисходящих движений увеличивается до 4 мм/год. Этот прогиб интенсивно заполнялся прodelьтовыми отложениями реки Камчатка, при этом находя-

щаяся южнее антиклинальная структура, по-видимому, препятствовала поступлению обломочного материала, выносимого р. Камчатка, на более южные участки шельфа. В упомянутом прогибе широко распространены признаки газонасыщенности осадков, рассмотренные в предыдущем разделе.

Важнейшей транспортной артерией по переносу обломочного материала в котловину Камчатского залива является Камчатский каньон. Это один из немногих каньонов Восточной Камчатки, верховья которого достигают глубин 20-30 м и могут питаться обломочным материалом даже в периоды высокого уровня океана. По Камчатскому каньону обломочный материал выносится не только в котловину залива, но и в зону сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов, где мощность турбидитовых отложений достигает 1 км. Важно отметить, что к верховьям Камчатского каньона поступает твердый сток реки Камчатка, площадь водосбора которой составляет более 50 тыс. км² и превышает площади водосбора всех вместе взятых рек и ручьев более южных районов Восточной Камчатки. Тем не менее, степень турбидитового заполнения котловины Камчатского залива сравнительно невелика (не превышает 300 км³) и заметно уступает котловинам Кроноцкого и Авачинского заливов. Подобное несоответствие свидетельствует о том, что твердый сток реки Камчатка стал поступать в котловину Камчатского залива сравнительно недавно. Судя по резкому возрастанию мощности осадочных комплексов 2-6 в северной части Камчатского залива и их «продельтовой» структуре, это событие, по-видимому, произошло в среднем плейстоцене, и было связано с крупным этапом в тектоническом развитии котловины Камчатского залива, возможно с ее заложением.

1.5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ПИЙПА

В пределах акваторий Камчатско-Командорского региона известен лишь один подводный вулканический центр с признаками современной активности. Это подводный вулкан Пийпа, расположенный в южной части Командорской котловины примерно в 70 км к СВ от о. Беринга. Изучение этого вулкана и его окрестностей проводилось в нескольких морских экспедициях Института вулканологии и Института океанологии РАН. В работе (*Селиверстов, 1998*) результатам этих исследований посвящена отдельная глава. Поэтому здесь мы ограничимся лишь кратким изложением основных результатов изучения геологического строения и современной активности этого вулкана.

1.5.1. Краткий исторический обзор проведенных исследований

Первые сведения об отличительных глубинах (менее 2300 м) и аномальных геофизических характеристиках дна в районе вулкана Пийпа были получены летом 1981 г. в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (*Селиверстов, 1983*). Эти сведения были недостаточны для однозначных заключений о наличии в тылу Командорского блока молодого вулканического сооружения, но послужили основанием для проведения здесь детальных геолого-геофизических исследований, которые были начаты в 1984 г. в 21 рейсе НИС «Вулканолог». В этом рейсе аномальная зона к СВ от Командорских о-вов была изучена геофизическими методами по ортогональной системе галсов, после чего были отработаны 2 станции драгирования. В результате проведенных исследований был обнаружен подводный вулкан, названный вулканом Пийпа, и получены сведения о его структурном обрамлении (*Селиверстов и др., 1985; 1986*).

Летом 1986 г. в 26 рейсе НИС «Вулканолог» геолого-геофизические исследования на вулкане Пийпа и в его окрестностях были продолжены. Были изучены рельеф и состав пород привершинной части вулкана (до глубин 1000 м), а также установлена тесная структурно-генетическая связь как самого вулкана, так и включающего этот вулкан вулканического массива (массива Вулканологов), с крупной структурой растяжения - грабеном Командор. В этом же рейсе были обнаружены признаки современной гидротермальной активности: акустическая аномалия над Северной вершиной вулкана и включения гидротермальных минералов в породах его Южной вершины (*Богданова и др., 1989; Селиверстов и др., 1988; Romick et al., 1990*). В окрестностях вулкана были изучены характеристики теплового потока и установлена связь аномально высоких значений теплового потока с зонами развития структур растяжения в южной части Командорской котловины (*Муравьев и др., 1990; Селиверстов и др., 1989б*).

Изучение признаков гидротермальной активности в привершинной части вулкана было продолжено в 28 рейсе НИС «Вулканолог» (1987 г.). Было показано, что акустическая аномалия над Северной вершиной вулкана обусловлена всплывающими пузырьками газа, а придонные пробы воды в районе этой аномалии отличаются повышенными содержаниями метана, сероводорода, марганца и пониженными значениями окислительно-восстановительного потенциала (*Селиверстов и др., 1989а*). Кроме того, анализ прослоев пеплов из колонок грунта, поднятых в окрестностях вулкана, позволил высказать предположение о том, что последние эксплозивные извержения этого вулкана происходили не более нескольких сот лет назад.

Значительное внимание изучению вулкана Пийпа и его окрестностей уделялось и в трех последующих рейсах НИС «Вулканолог»: рейсы 32 (1988г.), 35 (1989г.) и 39 (1991г.). В этих рейсах были существенно дополнены сведения об особенностях строения вершин вулкана, проведено геологическое опробование и изучен состав пород, слагающих массив Вулканологов и крылья грабена Командор до глубин 2500 м (*Волынец и др., 1992; Yagodzinski et al., 1994*), изучены геофизические характеристики прилегающих участков дна Командорской котловины, в частности, выявлена система линейных магнитных аномалий с признаками упорядоченной симметрии относительно предполагаемых центров задугового спрединга (*Валяшко и др., 1993; Селиверстов и др., 1989б*), а также оконтурена зона аномально высоких значений теплового потока в западной части котловины (*Селиверстов и др., 1995а; Varanov et al., 1991*). В этих рейсах предпринимались также попытки дальнейшего изучения признаков современной гидротермальной активности вулкана Пийпа, однако несовершенства применяемых технических средств и методик не позволили получить существенно новых результатов в этом направлении.

Принципиально новые данные о гидротермальных проявлениях подводного вулкана Пийпа и геологическом строении массива Вулканологов были получены при проведении исследований с применением глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» (*Волынец и др., 1992; Сагалевич и др., 1992; Торохов, 1992а,б; Торохов и др., 1991; Taran et al., 1992; Torokhov and Taran, 1994; Yagodzinski et al., 1994*). Эти исследования были проведены в 22 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» летом 1990 г. В окрестностях вулкана было выполнено 5 погружений ГОА «Мир». Одно из них выполнено экипажем в составе А.М. Сагалевич, В.В. Матвеевков и А.Ю. Саидов на западном крыле грабена Командор, где был изучен геологический разрез в интервале глубин 4300-3200м. Четыре погружения были выполнены в привершинной части вулкана экипажами в составе А.М. Сагалевич, С.В. Галкин, Л.И. Москалев, П.В. Торохов, Л.Н. Шашков, Д.В. Васильев, Д.А. Громенко и А.Ю. Саидов.

Результаты этих исследований подтвердили предположение о современной гидротермальной активности вулкана. На его вершинах были обнаружены и изучены различные виды термопроявлений, сопутствующих минеральных образований и биологических сообществ. Выполненные при этом наблюдения существенно дополнили данные батиметрии и геологического опробования и позволили получить более полные представления о строении вулкана.

В августе 2004 г. в рамках российско-американского проекта «Русалка» были проведены исследования в Беринговом и Чукотском морях на НИС «Профессор Хромов». Одним из объектов исследований был подводный вулкан Пийпа, где проведены гидроакустические и гидролокационные исследования, а также выполнено геологическое опробование (5 драгирований, 4 пробы грунтовой трубкой и 3 дночерпателем) и проведены ртутно-метрические исследования. К основным результатам этих исследований можно отнести лишь обнаружение повышенных концентраций ртути (в воде и в воздухе) над вулканом.

Перечисленными исследованиями исчерпывается к настоящему времени изученность вулкана Пийпа и его обрамления.

1.5.2. Основные черты геологического строения подводного вулкана Пийпа и его обрамления

Массив Вулканологов и грабен Командор. Зона проявлений современного подводного вулканизма южной части Командорской котловины (подводный вулкан Пийпа) генетически тесно связана с крупной вулкано-тектонической структурой, включающей грабен Командор и массив Вулканологов, и является ее составной частью (*Селиверстов и др., 1988*).

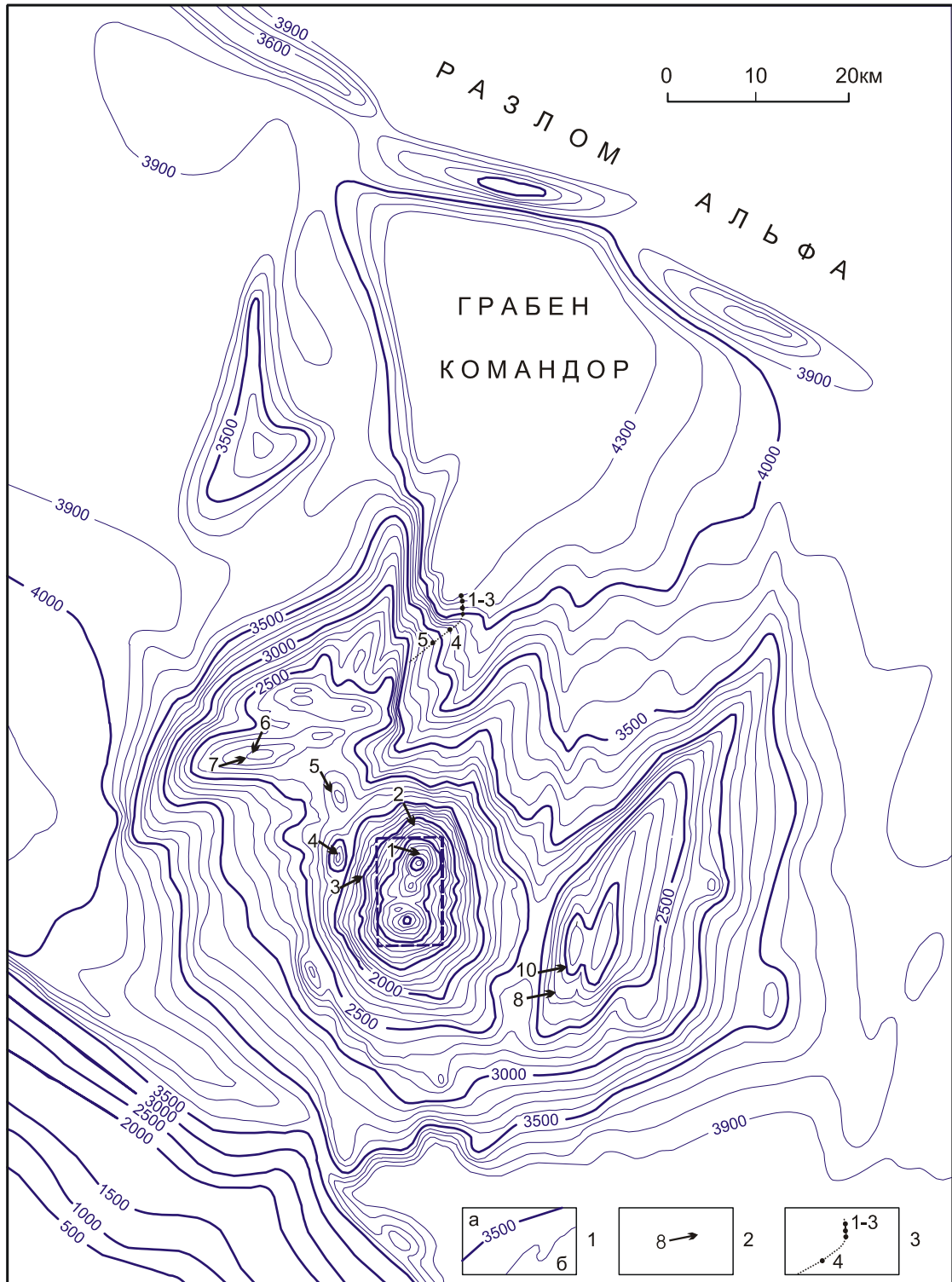


Рис. 1.34. Батиметрическая карта и геологическая изученность на район массива Вулканологов и грабена Командор. Положение района см. на рис. 1.6.

- 1 - изобаты (м): основные (а) и дополнительные (б);
 - 2 - станции драгирования 35-го рейса НИС «Вулканолог»;
 - 3 - маршрут и точки отбора геологических образцов в погружении ГОА «Мир» (22-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»).
- Штриховая рамка - граница района, представленного на рис. 1.36 (привершинная часть подводного вулкана Пийпа).

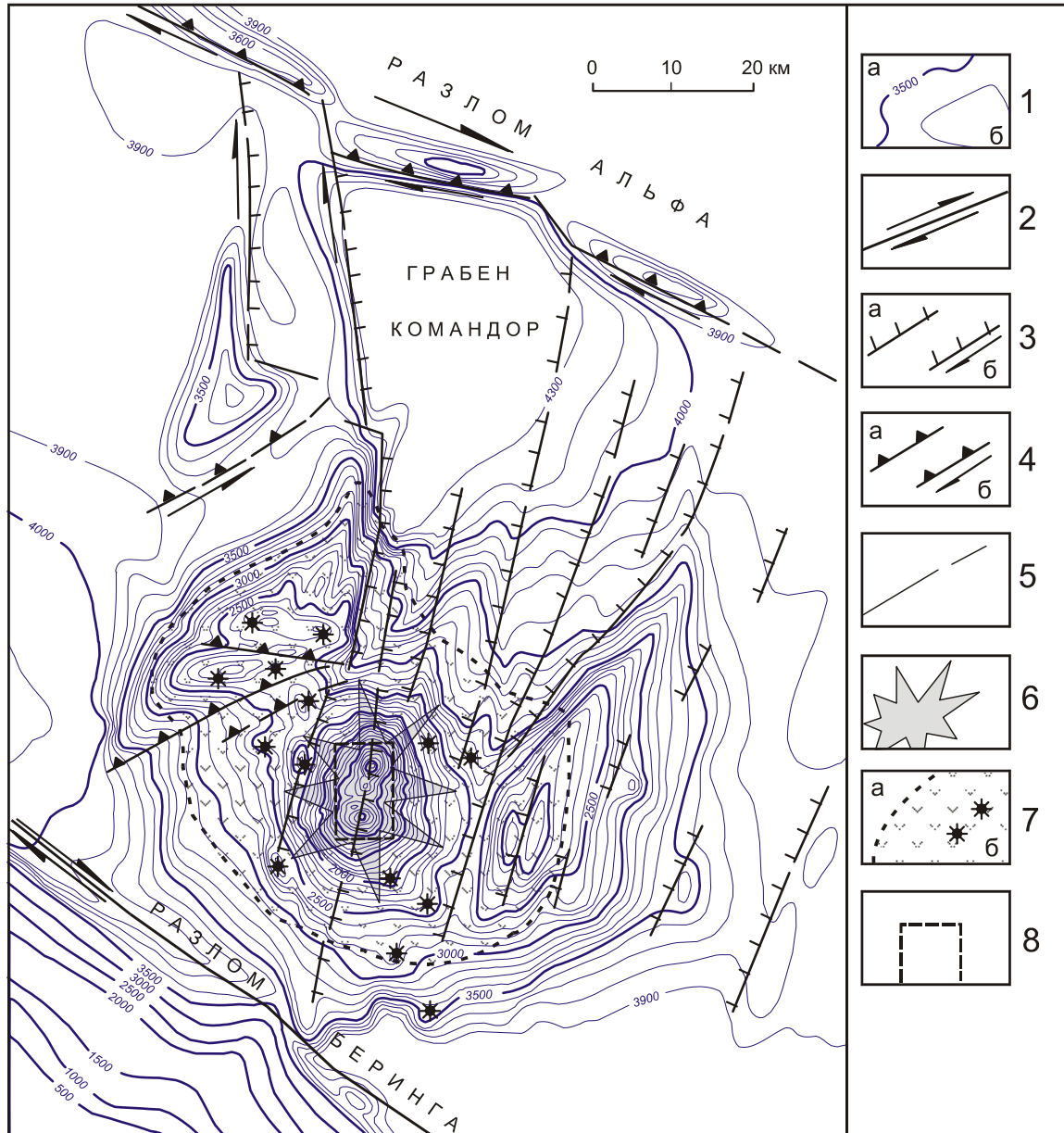


Рис. 1.35. Морфоструктурная схема на район массива Вулканологов и грабена Командор.
Положение района см. на рис. 1.6.

- 1 - изобаты (м): основные (а) и дополнительные (б);
- 2 - 5 - разрывные нарушения: 2 - сдвиги, 3 - сбросы (а) и сбросо-сдвиги (б),
- 4 - взбросы (а) и взбросо-сдвиги (б), 5 - неклассифицированные;
- 6 - подводный вулкан Пийпа;
- 7 - граница массива Вулканологов (а) и крупные положительные формы его мезорельефа (б);
- 8 - граница района, представленного на рис. 1.36.

На рис.1.34 представлена батиметрическая карта на район массива Вулканологов и грабена Командор, обобщившая все имеющиеся к настоящему времени данные эхолотного промера по этому району. На карту нанесена геологическая изученность для глубин более 1 км. На рис.1.35 представлена морфоструктурная схема рассматриваемого района, оставленная по данным батиметрии и сейсмического профилирования с учетом результатов геологического опробования. Выделение и классификация разрывных нарушений, показанных на этой схеме, проводились по морфологическим и структурным признакам с использованием парагенетического метода структурного анализа дизъюнктивных нарушений (*Расцветаев, 1987*).

Анализ полученных данных дает основания полагать, что рассматриваемая вулканотектоническая структура, включающая массив Вулканологов и грабен Командор, сформирована, в основном, новейшими тектоническими движениями при подчиненном участии вулканизма. В рельефе дна и структуре осадков здесь достаточно отчетливо расшифровывается система субмеридиональных сбросов, контролирующих опускание блоков центральной части грабена Командор и воздымание его крыльев.

Грабен асимметричен. Система сбросов его западного крыла выражена более ярко, чем восточного. Расположение вулканических построек и экстрозивных куполов контролируется, в основном, этой системой сбросов. Западное крыло грабена осложнено субширотными структурами, обусловленными, вероятнее всего, взбросами или надвигами с левосторонней сдвиговой составляющей и падением сместителей в северном направлении. Приподнятые по сбросам и надвигам кромки тектонических блоков и чешуй западного крыла достигают отметок глубин менее 2200 м, образуя возвышенности со сложным мезорельефом, обусловленным тектонической раздробленностью и, по-видимому, экстрозивными образованиями.

Восточное крыло грабена отличается от западного. Северная часть этого крыла практически не выражена в рельефе дна и прослеживается лишь в рельефе фундамента и структуре осадков в виде нескольких уступов, амплитудой первые сотни метров. Простираение сбросов здесь отличается от субмеридионального и приближается к северо-северо-восточному, что приводит к сужению грабена в южном направлении. В этом же направлении наблюдается резкое воздымание восточного крыла и увеличение амплитуды сбросов. Приподнятые кромки сбросовых уступов к востоку от вулкана Пийпа поднимаются до глубин менее 1800 м. Амплитуда сбросовых уступов здесь достигает нескольких сот метров, а крутизна, по-видимому, часто приближается к вертикальной. Восточное крыло отличается от западного более простыми формами мезорельефа, что обусловлено, по-видимому, его меньшей тектонической раздробленностью и меньшим распространением экстрозивий. Структуры субширотных простираций в пределах восточного крыла не установлены, что связано, по-видимому, с отсутствием здесь крупных взбросов и надвигов.

Вулканический массив - массив Вулканологов - приурочен к южной части грабена. Массив был выделен по геофизическим данным (*Селиверстов и др., 1986*). Его граница была определена по выходам к поверхности дна пород акустического фундамента, лишенных покрова современных осадков различной мощности. Дальнейшие исследования показали, что массив имеет весьма сложное, гетерогенное строение. В его пределах обнажаются не только вулканические породы различного состава и возраста, но и литифицированные осадки, выведенные на поверхность дна тектоническими движениями. В центральной части массива находится субмеридиональная цепочка сросшихся в основании вулканических построек - вулкан Пийпа, сложенных молодыми кислыми эффузивами. У основания вулкана, а также в пределах западного крыла грабена выделены многочисленные положительные формы рельефа, высотой от нескольких десятков до первых сотен метров. Наиболее крупные из них указаны на рис.1.35. У основания вулкана эти формы рельефа соответствуют, вероятнее всего, экстрозивным куполам. Два таких купола были драгированы в 35 рейсе НИС «Вулканолог» (ст.4 и 5, рис.1.34). Один из них (ст.4) сложен плотными дацитами, содержащими ксенолиты андезито-базальтов и андезитов, второй - (ст.5) - плотными магнезиальными андезитами. Подробное петрохимическое и минералогическое описание пород по этим и другим отработанным здесь станциям содержится в статье (*Вольнец и др., 1992*) и в данной работе не приводятся.

Большинство положительных форм рельефа, осложняющих западное крыло грабена, характеризуются, как правило, асимметричными поперечными профилями и линейностью, что свидетельствует об их тектонической природе. При драгировании этих структур были подняты слабо-пористые нормально магнезиальные андезиты (ст.6 и 7, рис.1.34), в том числе (на ст.7) - в рубашке литифицированных алевропелитов. Здесь же были подняты обломки таких же алевропелитов. Их возраст по данным диатомового анализа, проведенного Е.Г. Лупкиной и Л.М.

Долматовой, соответствует верхнему миоцену - нижнему плиоцену. С приподнятых кромок восточного крыла грабена были драгированы умеренно-пористые андезиты (ст.8, рис.1.34), а также плотные андезиты и андезито-базальты (ст.10).

Наиболее полные сведения о геологическом строении западного крыла грабена Командор были получены при погружении ГОА «Мир» (*Волынец и др., 1992*). Маршрут, общей протяженностью у дна около 5 км, был начат на глубине более 4300 м в направлении на юг, затем - на юго-запад и закончен на глубине около 3200 м. У основания сбросовых уступов западного крыла (точка 1, рис.1.34) на глубине 4240 м был поднят обломок подушечной лавы, представленный оливиновым титанистым базальтом, сходным по химическому и минеральному составу с толеитовыми субщелочными базальтами срединно-океанических хребтов и окраинных морей. От залегающих выше вулканических пород этот базальт отличается не только составом, но и степенью вторичных изменений, и соответствует, по-видимому, наиболее древним изученным породам, слагающих фундамент южного сектора Командорской котловины.

Гипсометрически выше, в интервале глубин 3800-4200 м, в сбросовых уступах обнажаются пиллоу-лавы и лавы с канатными поверхностями. На глубине около 4000 м (точки 2 и 3 на рис.1.34) здесь были отобраны образцы глиноземистых базальтов, которые, как и все залегающие выше вулканы, соответствуют островодужным образованиям, хотя по ряду геохимических особенностей они отличаются от обычных островодужных лав (*Волынец и др., 1992; Yagodzinski et al., 1994*).

На пиллоу-лавах и лавых с канатными поверхностями залегают осадочные породы. Выходы этих пород наблюдались с борта ГОА «Мир» в интервале глубин 3700-3800 м, т.е. их видимая мощность с учетом пологого залегания составляет около 100 м. Попытки отбора образцов здесь оказались неудачными. Судя по внешнему облику и положению в разрезе, эти породы соответствуют, по-видимому, упоминавшимся выше литифицированным верхнемиоценово-нижнеплиоценовым диатомовым алевропелитам, которые были драгированы с приподнятой кромки западного крыла (ст.7, рис.1.34). Гипсометрически выше осадочных пород, в диапазоне глубин 3700-3500 м, обнажаются выходы тонкоплитчатых лав. В точке 4 (рис.1.34) на глубине 3650 м здесь был взят образец магнезиального андезита. И, наконец, верхняя часть изученного разреза представлена крупноглыбовыми потоками лав. Отобранный здесь образец (т.5, рис.1.34) представлен андезито-дацитом, близким по составу к лавам вулкана Пийпа.

В пределах западного крыла грабена с борта ГОА «Мир» наблюдались геоморфологические признаки современной тектонической активности. Так на глубине около 3500 м аппарат пересек зияющую трещину субмеридионального простирания, являющуюся, вероятнее всего, раздвигом. Отмечены также вертикальные тектонические уступы. Высота одного из них превышала 100 м. Учитывая, что протяженность маршрута в этом погружении составляла всего около 5 км, можно полагать, что подобные морфологические признаки новейших и современных тектонических движений в пределах грабена Командор и массива Вулканологов - явление весьма распространенное.

Можно констатировать, что в уступах крыльев грабена Командор и в пределах массива Вулканологов обнажаются различные по составу и возрасту вулканические и осадочные породы. По петролого-геохимическим особенностям, минеральному составу и положению в разрезе здесь можно выделить 3 комплекса вулканических пород (*Волынец и др., 1992*).

1. Нижний комплекс. Оливиновые титанистые базальты.

2. Средний стратифицированный комплекс. В нем можно выделить две части, которые в пределах западного крыла грабена разделены комплексом осадочных пород. Нижняя часть среднего комплекса - глиноземистые базальты. Верхняя часть - андезито-базальты, умеренно магнезиальные и высоко магнезиальные андезиты, обнажающиеся в сбросовых уступах крыльев грабена.

3. Верхний дифференцированный комплекс. Кислые андезиты, андезито-дациты и дациты вулкана Пийпа, магнезиальные и умеренно магнезиальные андезиты экструзивных образований у подножия вулкана и андезито-дациты крупноглыбовых потоков западного крыла грабена.

В настоящее время считают (*Цветков, 1990*), что островодужный магматизм в пределах западного сектора Алеутской дуги проявлялся во времени крайне неравномерно. Ранний, эоцен-олигоценый его этап продолжался около 10 млн. лет и затем внезапно прекратился. В верхнем олигоцене - нижнем миоцене островодужный магматизм, как считают, здесь отсутствовал и магматические проявления этого этапа, в частности - трахидолериты и тешениты Командорских о-вов, связывают с магматизмом, сходным по типу с магматизмом «горячих то-

чек». Начиная со среднего миоцена, островодужный магматизм в западном секторе Алеутской дуги возобновился, и был прерван в очередной раз на границе верхнего миоцена и нижнего плиоцена. С учетом полученных данных можно полагать, что островодужный магматизм этого этапа продолжается до настоящего времени. По-видимому, в плиоцен-четвертичное время он не прерывался, и лишь был локализован в тыловой зоне дуги и отличался меньшей интенсивностью. Из упомянутых выше изверженных пород массива Вулканологов и грабена Командор, по-видимому, все островодужные вулканы, от глиноземистых базальтов до современных дацитов вулкана Пийпа, связаны с единым, миоцен-четвертичным этапом островодужного магматизма, имевшего непродолжительный перерыв в верхнемиоцен-нижнеплиоценовое время.

Необходимо подчеркнуть, что данные об абсолютном возрасте выделенных комплексов пород отсутствуют, а сами комплексы выделены на основании анализа крайне небольшого объема фактического материала, представительность которого нуждается в подтверждении. Поэтому в настоящее время нет достаточных оснований для более определенных выводов и окончательных заключений о корреляции этих комплексов с датированными сериями магматических пород Алеутской островной дуги и Командорской котловины. Все же, в порядке предположения, следует указать, на один из возможных вариантов такой корреляции, который представляется вероятнее других.

Если считать предположение о верхнемиоцен-нижнеплиоценовом возрасте упоминавшегося выше прослая литифицированных осадков в составе среднего комплекса пород верным, то, с учетом этого «возрастного репера», можно полагать, что подстилающие его глиноземистые базальты и залегающие выше породы верхней части среднего комплекса также имеют верхнемиоцен-плиоценовый возраст. Возрастными аналогами средней серии пород в этом случае являются, вероятнее всего, магнезиальные андезиты с калий-аргоновым возрастом 8.8 млн. лет, драгированные на северо-западном окончании Командорского блока (*Scholl et al., 1976*), а также вулканы формации Масакар-Бей на островах Атту и Агатту с калий-аргоновыми датировками от 5.9 до 8.3 млн. лет (*De Long and Dowel, 1975; Scholl et al., 1976*) и породы диорит-гранитоидной формации о. Медный с калий-аргоновым возрастом от 8.5 до 12.5 млн. лет (*Цветков, 1990; Шмидт, 1978*). Близкие значения возраста - 9.3 млн. лет имеют базальты, вскрытые скважиной 191 (*Rubenstein, 1985; Scholl et al., 1983*). Однако эти базальты - «неостроводужные» образования. Они характеризуют вулканизм центральной части задугового бассейна. Их возрастные аналоги находятся, вероятно, среди глиноземистых базальтов нижней части среднего комплекса.

Кислые вулканические породы верхнего комплекса, вероятнее всего, являются, в основном, четвертичными или верхнеплиоцен-четвертичными образованиями. Их возрастные аналоги в пределах Командорских островов и островов Ближние неизвестны. Это обстоятельство связано, по-видимому, с затуханием в западном секторе Алеутской дуги островодужного магматизма в плиоцен-четвертичное время, его локализацией в тыловой части дуги и развитием до стадии вулканизма лишь в тектонически наиболее благоприятных условиях - в пределах крупных структур растяжения, таких как грабен Командор.

Наиболее древние из поднятых пород - оливиновые титанистые базальты, составляющие нижний комплекс вулканических пород, в отличие от вышележащих комплексов не являются островодужными. По составу они относятся к толеитовым субщелочным базальтам, как и базальты скв.191, однако их сопоставление вряд ли правомерно ввиду принадлежности к различным структурно-фациальным зонам. По-видимому, базальты нижнего комплекса образованы до начала в западном секторе Алеутской дуги последнего этапа островодужного магматизма, т.е. относятся к верхнеолигоцен-нижнемиоценовому этапу развития дуги. С магматизмом этого этапа, кроме упоминавшихся уже пород трахидолерит-тешенитовой формации Командорских о-вов, связаны, по-видимому, и верхнеолигоценные габброиды «основания» о-вов Ближние, которые, как считают (*Цветков, 1990*), являются породами задугового бассейна Бауэрс, обдуцированными до начала последнего этапа островодужного магматизма. Не исключено, что в отсутствие источников островодужных магм в верхнем олигоцене - нижнем миоцене, магматизм тыловой зоны западного участка Алеутской дуги был связан исключительно с развитием единого задугового бассейна южной части Командорской котловины и котловины Бауэрс. Как отмечалось в разделе 1.3.3, обдуцированные чешуи коры задугового бассейна предполагаются также по геофизическим данным для северо-западного окончания Командорского блока. Наличие здесь магнезиальных андезитов с возрастом 8.8 млн. лет (*Scholl et al., 1976*) соответствует этим представлениям.

Можно полагать, что северо-западное окончание Командорского блока и грабен Командор являются весьма привлекательными районами для изучения истории магматизма южной части Командорской котловины, т.к. здесь выведены тектоническими движениями к поверхности дна и могут обнажаться наиболее полные разрезы магматических пород этой структурной зоны.

Подводный вулкан Пийпа слагает центральную часть массива Вулканологов (рис.1.35). Эффузивные породы этого вулкана заполняют южную часть грабена Командор и возвышаются над его крыльями почти на 2 км. В качестве отдельной морфоструктуры вулкан выделяется по изобате 2250 м, однако его южный и северный склоны прослеживаются до глубин более 3500 м. Наиболее детально изучена привершинная часть вулкана, выше изобаты 1000 м. Здесь на участке размером 3x7 км выполнено более 20 станций драгирования и 4 маршрута ГОА «Мир». Среднее межгалсовое расстояние промерных профилей здесь составляет 150 м, а в окрестностях минимальных отметок вулкана достигает 30-40 м.

Морфоструктурная схема привершинной части вулкана Пийпа приведена на рис.1.36. Вулкан Пийпа состоит из трех сросшихся построек, расположенных в виде субмеридиональной цепочки по азимуту 12°. Обособлены лишь вершины построек: Северная, Центральная и Южная. Южная вершина обособлена от других вершин по изобате 815 м, а Северная от Центральной - по изобате 670 м. Северная вершина сложена плотными андезито-дацитами и дацитами, а Южная и Центральная - дацитовыми пемзами (*Селиверстов и др., 1988*).

Все поднятые здесь изверженные породы относятся к известково-щелочной серии (*Селиверстов и др., 1986*) и соответствуют среднему составу андезито-дацитов и дацитов островных дуг (*Jakes, White, 1972*), в частности - дацитам восточной части Алеутской дуги (*Ewart, Le Maitre, 1980; Goats, 1952*).

Отметим некоторые особенности морфологии и геологического строения вершин вулкана, выявленные по результатам детальных батиметрических построений и драгирований, а также анализа фотографий, видеозаписей и отчетов участников погружений на ГОА «Мир» (*Сагалевич и др., 1992*).

Северная вершина вулкана увенчана двумя дацитовыми куполами - Западным и Восточным. Верхние кромки этих куполов соответствуют минимальным отметкам Северной вершины и лежат на прямой с азимутом 70° на расстоянии около 200 м друг от друга (рис.1.36). Купола объединены изобатой 400 м. По эхолотным данным минимальная отметка Западного купола - 355 м, Восточного - 375 м. Купола сложены массивными дацитами и разбиты трещинами отдельности на крупные блоки размером до первых метров, создающие впечатление «гигантской кирпичной кладки». Купола асимметричны. Их внешние склоны сравнительно пологи, а внутренние обрываются крутыми уступами к центру вершины. Купола приурочены, вероятно, к периферийным участкам кратера диаметром около 250 м, заполненного в настоящее время застывшей лавой и дешифрируемому лишь по небольшим уступам, обращенным к центру вершины. От западного купола в южном направлении прослеживается крупноглыбовый поток лав. Этот поток достигает северного склона Центральной вершины и далее следует в западном направлении, частично заполняя ложбину между Северной и Центральной вершинами. Судя по выраженности в рельефе, соотношению с подстилающими породами и отсутствию осадков, этот поток соответствовал одному из последних извержений, которое завершилось формированием Западного купола.

Восточный купол, в отличие от Западного, покрыт тонким налетом гидротермальных отложений. От этого купола в восточном направлении прослеживается гряда, соответствующая крупноглыбовому потоку лав. Потоки лав, напоминающие крупноглыбовые осыпи, обнажаются и на западном склоне вершины, но, в отличие от южного склона, породы здесь, как правило, зачехлены тонким покровом осадков. Фронтальным частям лавовых потоков соответствуют крутые уступы высотой от нескольких до первых десятков метров, которые отчетливо фиксируются на эхолотных записях. В пределах вершины наряду с трещинами отдельности развиты также трещины иного происхождения. Эти трещины прослеживаются по линейным границам бактериальных матов и, как правило, имеют субмеридиональные простирания.

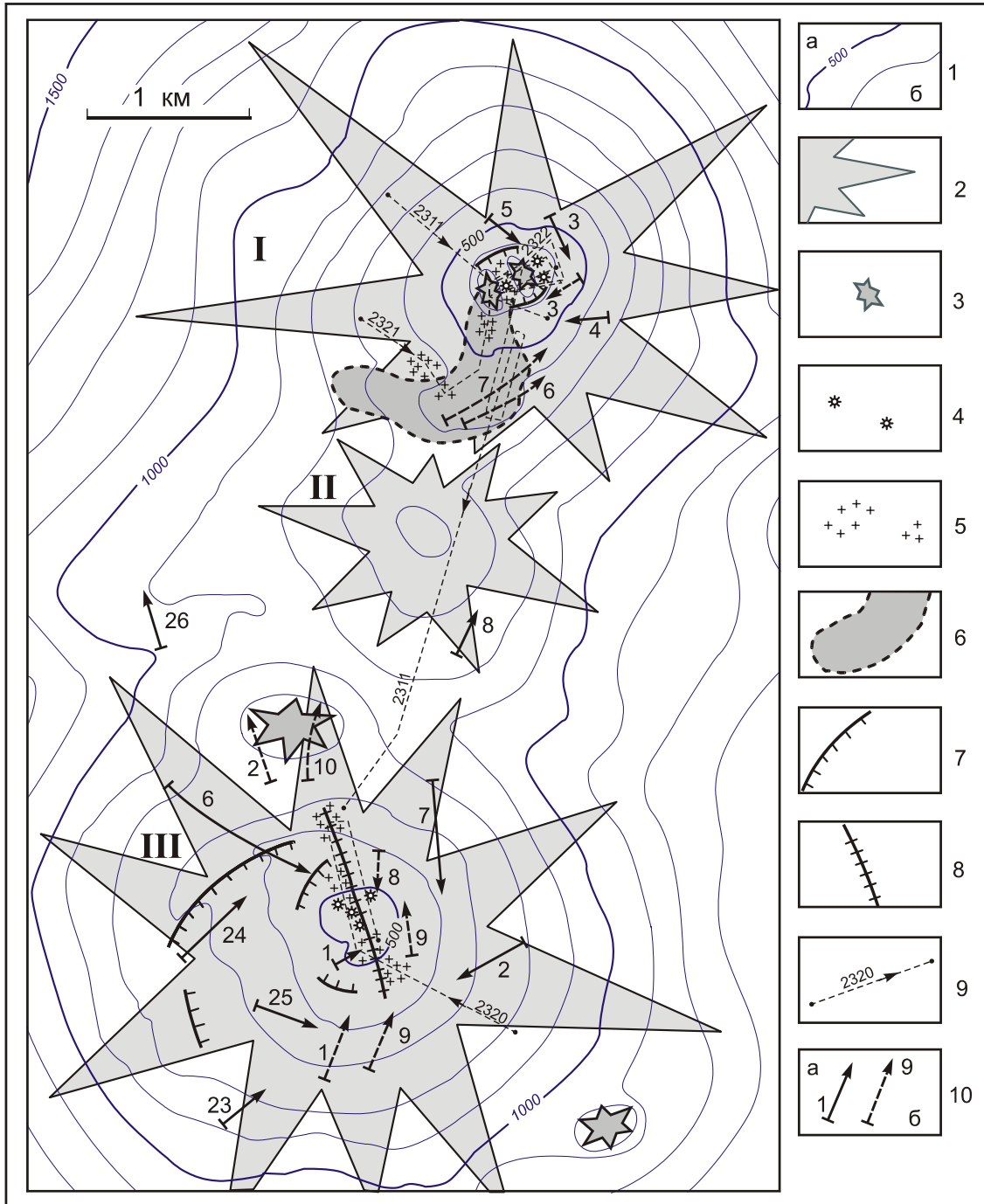


Рис. 1.36. Морфоструктурная схема привершинной части подводного вулкана Пийпа.

1 - изобаты (м): основные (а) и дополнительные (б); 2 - вершины вулкана Пийпа: I - Северная, II - Центральная, III - Южная; 3 - экструзивные купола; 4 - места развития гидротермальных построек; 5 - места развития бактериальных матов; 6 - граница крупноглыбового потока дацитовых лав одного из последних извержений; 7 - кольцевые уступы, обусловленные проседаниями вершин; 8 - трещина на Южной вершине; 9 - маршруты ГОА «Мир» (Сагалевич и др., 1992); 10 - станции драгирования 26-го (а) и 39-го (б) рейсов НИС «Вулканолог». Положение района см. на рис. 1.34 и 1.35.

Центральная вершина расположена на расстоянии 1.7 км по азимуту 195° от Северной. Ее минимальная отметка - 590 м. Южный и западный склоны вершины, судя по драгировкам, сложены пемзами. Внешний облик и характер залегания пород, наблюдавшихся по маршруту 2311 ГОА «Мир», свидетельствуют о том, что Центральная вершина и на других участках сложена пемзами, перекрытыми тонким чехлом осадков.

В районе минимальных отметок вершина имеет округлые очертания и пологие склоны. Здесь не отмечено морфологических признаков, указывающих на существование кратера или кальдеры. По-видимому, развитие Центральной вершины завершилось формированием крупного экструзивного купола.

Южная вершина расположена в 4 км по азимуту 192° от Северной. Минимальная отметка этой вершины, зафиксированная эхолотом, составляет 460 м. Однако, по данным наблюдений с ГОА «Мир», Южная вершина увенчана гидротермальным холмом высотой около 10 м с минимальной отметкой 447 м (*Сагалевиц и др., 1992*). Южный и западный склоны вершины осложнены крутыми уступами высотой до нескольких десятков метров, обращенными к ее центру. Эти уступы обусловлены, вероятнее всего, кальдерообразующими движениями (проседаниями) в привершинной части или соответствуют фрагментам старого кратера. По данным наблюдений с ГОА «Мир», в пределах Южной вершины широко распространены зияющие трещины шириной до первых долей метра (*Сагалевиц и др., 1992*). Наиболее протяженные из них ориентированы субмеридионально, по азимуту 340°. Положение одной из таких трещин, обследованной в маршруте 2320 ГОА «Мир», показано на рис.1.36. Эта трещина прослеживается в виде отдельных, надстраивающих друг друга фрагментов, на расстоянии более 1 км. Наличие таких трещин свидетельствует об обстановке растяжения в пределах вершины. Субмеридиональная ориентация новейших и современных структур растяжения, как было показано выше, - одна из характерных черт рассматриваемого района. Кроме зияющих трещин в пределах Южной вершины широко распространены трещины под слоем осадков, трассируемые на поверхности дна узкими линейными зонами развития бактериальных матов. Преобладающие простирания наиболее крупных из этих трещин - субмеридиональные.

В 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г) в пределах привершинной части вулкана Пийпа (до глубин меньше 1 км) было выполнено 13 станций драгирования (*Селиверстов и др., 1988*). Из них 3 станции (3, 4 и 5) выполнены в пределах Северной вершины, 2 станции (8 и 26) - в пределах Центральной вершины и 8 станций (1, 2, 6, 7, 9, 23, 24 и 25) - на Южной вершине, причем 2 последние (24 и 25) выполнены непосредственно в кратерной зоне Южной вершины. В 39 рейсе НИС «Вулканолог» (1991 г) в привершинной части вулкана Пийпа было выполнено еще 8 результативных драгирований, из них 3 - на Северной и 5 - на Южной вершинах. Положение результативных станций 26 и 39 рейсов НИС «Вулканолог» показано на рис.1.36, где стрелками указаны интервалы и направления драгирований. В отличие от 21 рейса, в котором на вершине вулкана Пийпа было выполнено всего 2 станции драгирования (*Селиверстов и др., 1986*), в 26 и 39 рейсах НИС «Вулканолог» драгирования выполнялись после проведения детального промера, с учетом выявленных морфологических особенностей, а также с более точной географической привязкой, что позволило получить более полные представления о геологическом строении привершинной части вулкана и уточнить положение станций драгирования 21 рейса НИС «Вулканолог». Все же необходимо отметить, что в двух драгах 21 рейса был поднят практически весь комплекс коренных изверженных пород, слагающих привершинную часть вулкана.

В шести драгах, поднятых с Северной вершины, содержался исключительно однородный материал, представленный серыми и темно-серыми андезито-дацитами и дацитами в виде угловатых глыб размером до 60-70 см с хорошо видимой столбчатой отдельностью, и более мелких обломков. Драгами были подняты различные части лавовых потоков: пористые андезито-дациты и дациты шлакового облика и плотные массивные породы. Точно такие же породы содержались в одной из двух драг, поднятых в 21 рейсе НИС «Вулканолог» (*Селиверстов и др., 1986*). По внешнему облику породы, поднятые с Северной вершины, являются очень свежими. Все они порфиоровые, количество вкрапленников достигает 50%. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, ромбическим и моноклинным пироксеном. Процентные их соотношения для каждой разности пород колеблются с явным преобладанием (30-40%) плагиоклаза. В целом по минеральному и химическому составу поднятые с Северной вершины породы могут быть отнесены к андезито-дацитам и дацитам известково-щелочной серии, характерной для островных дуг (*Селиверстов и др., 1986*). Вместе с тем, некоторые особенности состава, такие как повышенная магнезиальность, низкое содержание редкоземельных элементов, характер распределения микроэлементов и особенности изотопного состава требуют для своего

объяснения привлечения моделей с задуговым источником, отличным от типично островодужного (Волынец и др., 1992; Цветков, 1990; Romick et al., 1990; Yagodzinski et al., 1994).

Из практики драгирований морского дна хорошо известно, что среди образцов, поднятых драгой, может содержаться заметное количество эрратического материала, связанного с ледовым разносом. Соотношение коренного и эрратического материала в драге зависит от характера обнажения, района работ и техники проведения драгирований. Далеко не все драгирования на вулкане Пийпа, в том числе и на его Северной вершине, в этом смысле были одинаково удачны. В связи с этим представляется немаловажным тот факт, что при самом внимательном осмотре пород, поднятых во всех драгах на Северной вершине в 21, 26 и 39 рейсах НИС «Вулканолог», в них не удалось обнаружить ни одного образца эрратического материала. Для сравнения отметим, что при драгировании Центральной и Южной вершин содержание этого материала в зависимости от техники проведения работ составляло от 10 до 80% всего поднятого материала, несмотря на чрезвычайно свежий облик коренных пород. Из сказанного следует вывод о том, что Северная вершина является наиболее молодой, по-видимому, голоценовой вулканической постройкой.

Центральная и Южная вершины (по результатам 16 драгирований 21, 26 и 39 рейсов НИС «Вулканолог») сложены пемзами. Пемзы были подняты на всех отработанных здесь станциях. Они были представлены щебенкой, обломками и глыбами размером до 80 см и составляли от 20 до 80% поднятого в драгах материала. Поднятые пемзы светло-серые, пористые, состоят из пузыристого бесцветного стекла, в которое погружены кристаллы плагиоклаза, ромбического пироксена, роговой обманки и обломки пород. Пористость пемз достигает 70%, а размер пор составляет от нескольких миллиметров до 2-3 см. Для разновидностей плотных, слабопористых пемз характерен розоватый оттенок. На южном склоне Южной вершины (станция 23) в интервале глубин 980-840 м вместе с пемзами был поднят второй тип коренных пород - темные, стекловатые андезиты-дациты, которые составляли 20% всего материала драги и были представлены уплощенными фрагментами лавовых потоков (шлаковыми и пузыристыми), размерами 20-30 см. По минеральному составу они близки к андезитам-дацитам Северной вершины и отличаются от них лишь меньшим количеством вкрапленников и более стекловатой массой. Поднятые на станции 23 стекловатые андезиты-дациты дают основания предполагать, что пемзы слагают лишь верхнюю часть Южной вершины, а начиная с глубины порядка 1 км ее склоны сложены более плотными разностями. Необходимо отметить, что поднятые на Центральной и Южной вершинах (за исключением кратера последней) пемзы и стекловатые андезиты-дациты имеют очень свежий облик и характеризуются практически полным отсутствием каких-либо вторичных изменений. Лишь на отдельных образцах поднятых пемз наблюдается слабо различимое прокрашивание их поверхности оксидами железа и марганца.

Существенно иначе выглядят пемзы, поднятые непосредственно из кратера Южной вершины (станция 24 и 25). Пустоты этих пемз заполнены минеральным агрегатом грязно-зеленого цвета; этим же агрегатом пропитана и основная масса породы, в результате чего она приобрела серо-зеленый цвет. С поверхности образцы этих пемз покрыты тонкими (1-3 мм) корочками черного, бурого и охристого цвета. Корочки черного цвета, выполняющие пустоты, иногда имеют почковидное строение. С целью определения генезиса минералов, слагающих корки, было проведено изучение их состава. Эти исследования были проведены сотрудником ИО РАН О.Ю. Богдановой в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ РАН (Богданова и др., 1989). В результате было установлено, что зеленоватый минеральный агрегат, которым заполнены пустоты и пропитана основная масса драгированных из кратера пемз, представлен преимущественно железосодержащим слоистым силикатом нонтронитом. Желтовато-бурые (охристые) корки представляют собой железистую протофазу и состоят из смеси протоферроксигита и протоферригидрита, кроме того, в виде примеси присутствует гизингерит. Коричневые корки сложены преимущественно гизингеритом, который образовался, вероятно, в результате изменения ранее сформировавшихся железосодержащих силикатов с переходом их закисного железа в окисное. Здесь также присутствует кварц. Черные корочки в основном сложены марганцевыми минералами, причем наблюдаются микропочки, практически нацело выполненные 14 А бернесситом. В незначительном количестве в виде примесной фазы присутствует вернадит. По заключению О.Ю. Богдановой, подобный набор минералов образуется в условиях подводной гидротермальной деятельности. Так, например, по данным бурения в пределах гидротермального поля Холмистое, расположенного в 20-30 км к югу от Галапагосского центра спрединга, установлено, что отдельные холмики в пределах этого поля сложены пелагическими осадками, пропитанными и переслаивающимися с зеленым нонтронитовым материалом, а самый верхний слой состоит из тонких корок оксида марганца и железа (Schradler et al., 1980), при этом темпе-

ратуры, записанные зондами непосредственно в холмиках, составляли порядка 25°C (Williams et al., 1979). Аналогичную картину мы наблюдаем в поднятых из кратера Южной вершины пемзах, которые полностью пропитаны минеральным агрегатом нонтронита, а корочки, состоящие из оксидов железа и марганца, появляются лишь на поверхности пемз. Таким образом, интенсивная пропитка пемз в кратере Южной вершины гидротермальными минеральными агрегатами обусловлена, вероятнее всего, низкотемпературной гидротермальной циркуляцией в пределах этого кратера.

1.5.3. О признаках современной активности подводного вулкана Пийпа

Акустическая аномалия. Летом 1986 г. в 26 рейсе НИС «Вулканолог» при выполнении детального эхолотного промера над Северной вершиной вулкана Пийпа на самописцах эхолотов неоднократно фиксировалась помеха в виде вертикальной зоны, соответствующей «факелу» воды с аномальными акустическими свойствами. Подобные «факелы» иногда фиксируются над вершинами современных подводных вулканов, где они соответствуют, как правило, выходам подводных газогидротерм. Поэтому было высказано предположение, что наблюдаемый «факел» обусловлен современной газогидротермальной активностью в привершинной части вулкана (Селиверстов и др., 1988). Исследования, выполненные примерно через год в 28 рейсе НИС «Вулканолог» показали, что обнаруженное явление носит устойчивый характер. На рис.1.37 представлены записи помехи (Ф), полученные соответственно в августе 1986г. и августе 1987г. над Северной вершиной вулкана Пийпа. Записи получены на эхолоте WD-110 М (фирма Kajo-Denki, Япония), работающим на частоте 12.5 кГц.

Приведенные на рис.1.37 записи получены при скорости судна около 5 узлов. Поэтому зона регистрации помехи прослеживается в виде узкой полосы, слишком узкой, чтобы возможно было судить о структуре «факела». Однако при этом в обоих случаях отмечается наклон факела (порядка 60° и 80° соответственно), свидетельствующий о том, что регистрируемая помеха связана с восходящим потоком, вертикальная скорость которого сопоставима со скоростью течения над вершиной вулкана. При работах в дрейфе судна, акустическая помеха проявляет наклонно-слоистую структуру. На основании этого было показано, что акустическая аномалия обусловлена газовыми пузырьками, всплывающими со скоростью около 20 см/сек (Селиверстов и др., 1987а; Селиверстов, 1998).

Акустическая аномалия над Северной вершиной вулкана - устойчивое явление. Она многократно фиксировалась в шести рейсах НИС «Вулканолог» ежегодно с 1986 по 1991г. Фиксировалось она и в 2004 году с борта НИС «Профессор Хромов». На ходу судна эта аномалия регистрируется эхолотными самописцами в виде узкого «факела», основание которого приурочено к кромке Восточного купола, а сам «факел» наклонен по направлению течения.

Над Южной вершиной вулкана подобная акустическая аномалия не обнаружена, хотя ее поиску было уделено значительное внимание.

Гидрохимическое опробование. В августе 1987г. в 28 рейсе НИС «Вулканолог» в районе Северной вершины подводного вулкана Пийпа были выполнены станции «прицельного» газогидрохимического опробования. Неоднократные попытки произвести отбор придонных вод непосредственно во время регистрации «факела» на самописце эхолота не увенчались полным успехом, хотя 2 станции в этом смысле оказались наиболее удачными: пробы взяты на расстоянии не более 50-100 м от основания «факела».

Морская вода, поднятая на ближайшей к «факелу» станции, имела запах сероводорода, что свидетельствовало о поступлении этого газа в придонные воды в точке опробования. Соответственно, замеренное через несколько минут значение окислительно-восстановительного потенциала в этой пробе показало, что Eh значительно (примерно в 6 раз) ниже, чем во всех других поднятых в районе исследований и проанализированных пробах воды. В дальнейшем оказалось, что эта проба по сравнению с фоновыми отличается аномально высокими содержаниями растворенного метана (в 40-60 раз) и марганца (в 10-12 раз). По этим же компонентам отличалась от фона и проба воды на другой станции, расположенной несколько дальше от «факела» (глубина 400 м), хотя значения Eh на этой станции не отличались от фона.

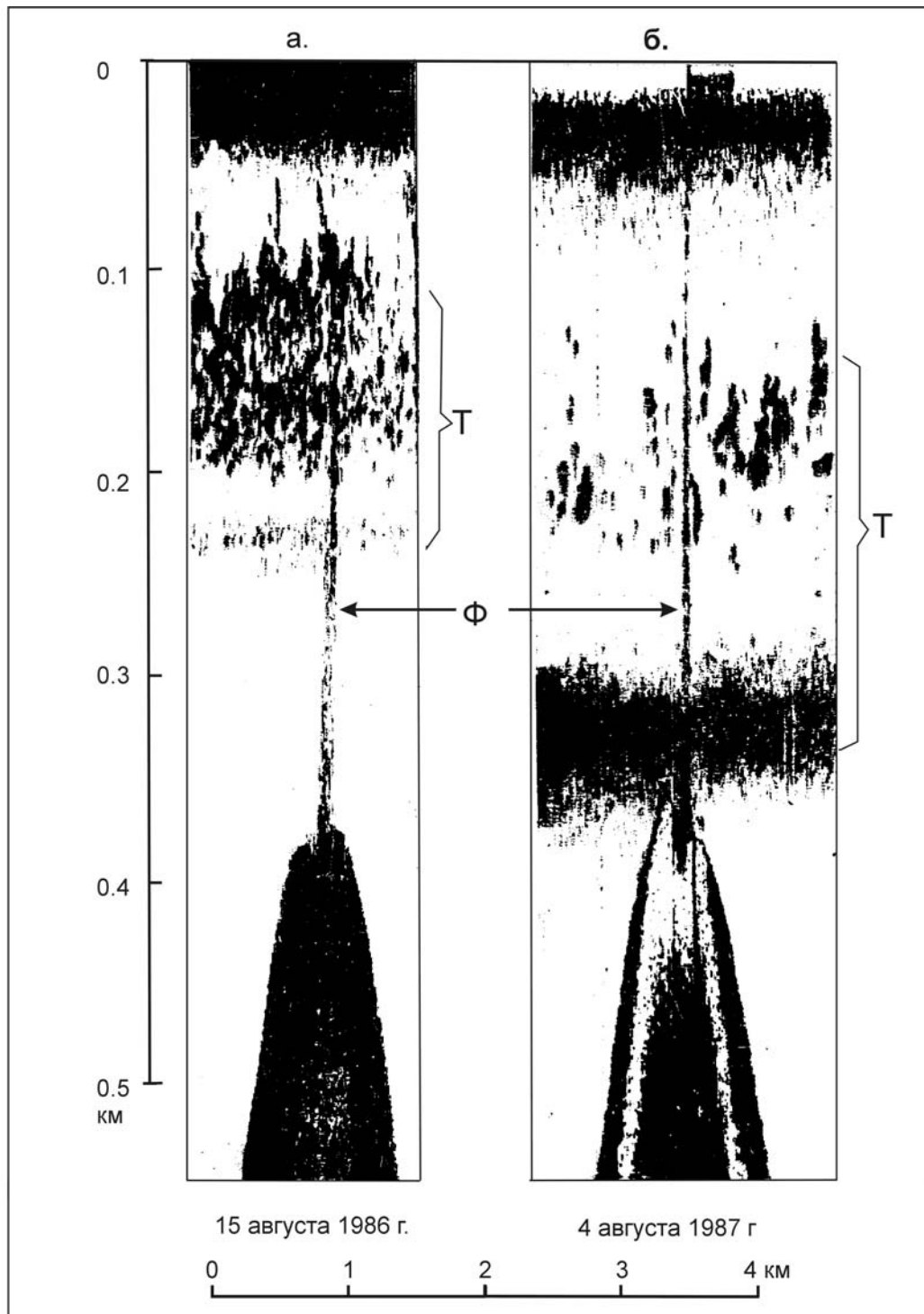


Рис. 1.37. Эхолотные записи, полученные в августе 1986 г. (а) и августе 1987 г. (б) над Северной вершиной подводного вулкана Пийпа с борта НИС «Вулканолог». Записи получены на ходу судна при скорости около 5 узлов.

Ф – «факел» воды с аномальными акустическими свойствами;
Т - зона звукорассеивающих горизонтов.

Проведенный анализ поднятых проб воды на металлы, находящиеся во взвеси и растворенном виде, не выявил сколько-нибудь значительных отклонений морских вод аномальной зоны от фона. Исключение составил только растворенный марганец. Это вполне объяснимо не только удаленностью точек отбора от выхода источника.

В соответствии с универсальной геохимической зональностью (Демина, 1976), отложение главных рудообразующих элементов из гидротермальных растворов зависит от расстояния до подводного источника (латеральная зональность), а также глубины его (вертикальная зональность). В этом ряду выпадение из раствора каждого из элементов зависит, прежде всего, от гидростатического давления. При снижении давления первыми выделяются медь, затем - цинк и последними - железо и марганец (Овчинников, 1981).

При относительно низких давлениях столба воды (что как раз имеет место в данном случае), способствующих вскипанию растворов в подводящих каналах, выделение трудно растворимых сульфидных фаз происходит до выхода растворов на поверхность. Лишь наиболее устойчивые в растворе металлы выносятся в придонные воды. В нашем случае таковым может оказаться лишь марганец. Его повышенное содержание в поднятых пробах воды, вероятнее всего, связано с современной гидротермальной активностью в кратере Северной вершины вулкана Пийпа.

Анализ колонок грунта. Средняя скорость современного (голоценового) осадконакопления в Командорской котловине Берингова моря по оценкам Лисицына (Лисицын, 1974) колеблется от 100 мм/тыс.лет - для центральных участков котловины, до 400 мм/тыс.лет - у подножий склонов. Для участков Командорской котловины в окрестностях массива Вулканологов с учетом близкого расположения склона Командорских островов скорость современного осадконакопления, вероятно, близка к величине порядка 250-300 мм/тыс.лет. Таким образом, мощность голоценовых осадков в окрестностях массива Вулканологов составляет, вероятно, 2,5-3,0 метра. Можно ожидать значительных отклонений от этой величины на возвышенных участках котловины (сокращение мощности) и в некомпенсированных прогибах (увеличение мощности), хотя в любом случае без учета конкретных условий осадконакопления речь, по-видимому, может идти лишь о достаточно грубой оценке. С учетом сказанного, можно предположить, что изучение колонок грунта длиной 1-1,5 м, отобранных в окрестностях массива Вулканологов, даст нам представление об условиях осадконакопления в этом районе за последние 3-6 тыс.лет.

Изучение прослоев пирокластического и вулканогенно-осадочного материала в голоценовом разрезе осадков представляет большой интерес для оценки современной активности вулкана Пийпа. С этой целью в 26 и 28 рейсах НИС «Вулканолог» (1986-1987гг.) на участках Командорской котловины, прилегающих к массиву Вулканологов, было отобрано 17 колонок грунта. Результаты анализа этих колонок подробно рассмотрены в работах (Селиверстов и др., 1989а; Селиверстов, 1998). Здесь мы приведем их в кратком изложении.

Представительные прослой пепла, мощность которых оказалась достаточной для дальнейшего изучения (более 0,5 см), были обнаружены в 8 из 17 колонок грунта. Все 8 «результативных» колонок отобраны на расстоянии менее 40 км от вершин вулкана. В этих колонках было выделено и изучено 15 пепловых горизонтов, а также 3 прослоя осадков мощностью до 20 см, обогащенных вулканогенным материалом. Главными признаками отличия пеплов от вмещающих осадков (диатомовых илов, глин, турбидитов) являлись степень их литификации, количественно-минеральный и гранулометрический составы, а также морфологические признаки пеплов. Все выделенные прослоя пеплов представлены несцементированными мелко- и среднезернистыми вулканическими песками и алевропелитовым материалом. Во всех выделенных прослоях пеплов отмечено присутствие примеси материала невулканогенного происхождения.

При количественно-минеральном анализе изучалась фракция пеплов 0,063-0,125 мм, которая оказалась наиболее представительной практически во всех изученных горизонтах. Подсчет минералов производился под микроскопом в иммерсионных жидкостях; подсчитывалось по 300 зерен данной фракции каждого образца. Компонентами всех изученных пеплов является вулканическое стекло, плагиоклаз, рудные минералы. Кроме того, в большинстве горизонтов отмечено содержание пироксенов, зеленой и бурой роговой обманки.

Все выделенные пепловые горизонты по положению в разрезе можно разбить на 3 группы. К первой группе пеплов относятся четыре горизонта, залегающие в верхних частях колонок (0,1-0,2 м). Главным компонентом этой группы является плагиоклаз (42-51%). Вулканическое стекло содержится в количествах 12-21% и представлено прозрачно-серыми осколками неправильной формы. В пеплах первой группы достаточно велико содержание рудных минералов (4-6%) и, как правило, присутствуют зеленая и бурая роговая обманка и пироксены. Пеплы первой группы представлены среднезернистым, реже – мелкозернистым вулканическим пес-

ком, и по содержанию SiO_2 относятся к дацитам и андезито-дацитам. Они обнаруживают большое сходство по химическому составу, имеют приблизительно одинаковую крупность, положение в разрезе, а также сходный количественно-минеральный и химический составы, что позволяет считать их пеплами одного извержения.

Пеплы второй группы обнаружены в разрезе на глубине 0.3 – 0.6 м. Они представлены зеленовато-серым мелкозернистым с примесью среднезернистого нецементированным вулканическим песком. Преобладающими компонентами этих пеплов являются плагиоклаз (28-55%) и вулканическое стекло (10-48%). Горизонты второй группы обнаруживают большое сходство по положению в разрезе, количественно-минеральному и химическому составам и, по-видимому, также являются продуктами одного извержения.

К третьей группе отнесены пепловые горизонты, обнаруженные на глубинах 0.7 – 1.4 м. Пеплы этих горизонтов представлены в основном алевропелитами с примесью мелкозернистого, реже среднезернистого песка. По количественно-минеральному и химическому составам пеплы третьей группы достаточно разнородны. Из них лишь 2 горизонта могут быть прокоррелированы по этим признакам, что позволяет отнести их к продуктам одного извержения.

Однозначно определить принадлежность всех выявленных пепловых горизонтов к конкретным вулканическим центрам и событиям в настоящее время вряд ли возможно. Отметим лишь некоторые закономерности, указывающие на возможную принадлежность отдельных горизонтов к продуктам голоценовых извержений вулкана Пийпа.

В процессе переноса на большие расстояния в водных потоках или по воздуху пеплы подвергаются гравитационной дифференциации, в результате которой в них с удалением от центра извержения возрастает содержание вулканического стекла с одновременным уменьшением крупности материала. Для всех пеплов первой группы и некоторых пеплов второй группы отмечается очень низкое содержание вулканического стекла, что может указывать на близость вулканического центра к местам взятия колонок грунта. На близость вулканического центра указывает и грубый состав вулканических пеплов, преобладающий в горизонтах первой группы и некоторых горизонтах двух других групп. Следует отметить, что с удалением от вулканического массива прослойки вулканических пеплов представительной мощности в колонках грунта исчезают. На склонах вулканического массива их количество также резко сокращается. Зона наибольшего распространения представительных пепловых прослоев непосредственно прилегает к основанию склона вулканического массива, где уклоны дна не превышают долей градуса. Вероятно, это связано с высокой подвижностью вулканических пеплов, исключающей возможность образования достаточно мощных горизонтов в данных гидродинамических условиях даже на сравнительно пологих подводных склонах.

Химический состав изученных пепловых горизонтов соответствует дацитовому и андезито-дацитовому, и по содержанию основных компонентов достаточно близок к составу лав, драгированных с вулкана Пийпа.

Изложенные выше данные дают основания полагать, что наиболее вероятным источником, по крайней мере, пеплов первой группы является подводный вулкан Пийпа. С учетом принятых выше скоростей осадконакопления можно полагать, что образование пепловых горизонтов первой группы было связано с извержениями этого вулкана, происходившем не более нескольких сот лет назад.

Пеплы второй и третьей групп связаны либо с извержениями вулканов Камчатки (Кизимен, Шивелуч), либо с извержениями вулкана Пийпа. Полученные данные не позволяют ответить на этот вопрос с большей однозначностью, и он пока остается открытым.

Вершины вулкана Пийпа достигают глубин, при которых возможны взрывные подводные извержения и, по-видимому, образование пирокластиков, хотя необходимо отметить, что вопросы образования пирокластического материала в условиях подводных и близповерхностных извержений практически не изучены. Нельзя исключить также, что извержения вулкана Пийпа в недавнем геологическом прошлом происходили в условиях, близких к субаэральным. При этом последующие изменения глубины на 300-400 м были связаны с разрушением привершинной части при вулканических взрывах, проседанием вулканической постройки, обусловленным опустошением магматических камер, а также опусканием вулкана вместе с центральным блоком современного грабена, к которому он приурочен.

В работе (Кирьянов и др., 1986) описано 12 горизонтов вулканических пеплов, залегающих в голоценовых торфяниках на севере о. Беринга (Командорские о-ва). Эти пеплы по данным радиоуглеродного метода соответствуют интервалу времени от 1500 до 9500 лет до н.в. Наиболее вероятным центром извержения для этих пеплов, согласно (Кирьянов и др., 1986), являлись вулканы Камчатки - Шивелуч, Кизимен. Некоторые из этих горизонтов связывались

также с образованием кальдеры Карымского вулкана. Кроме того, не исключалась возможность поступления пеплового материала на о. Беринга за счет извержений вулкана Пийпа, расстояние до которого в 5-7 раз меньше, чем до вулканов Камчатки. В частности, наличие в разрезе торфяников очень мощного (7 см) горизонта дацитового пепла, имеющего возраст около 7000 лет, указывает, по мнению В.Ю. Кирьянова, скорее на близкорасположенный центр извержения (вулкан Пийпа), чем на гигантские выбросы пирокластического материала вышеуказанных вулканов Камчатки в это время. Изучение колонок грунта выявило сходство в количественно-минеральном составе некоторых горизонтов пепла на о. Беринга с описанными выше пеплами первой группы. Если результатами последующих работ будет доказана принадлежность этих горизонтов вулкану Пийпа, можно будет уверенно говорить о субаэральных голоценовых извержениях этого вулкана, поскольку на о. Беринга пепел мог поступать лишь воздушным путем.

Исследования с применением ГОА «Мир». Летом 1990 г. в 22 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в привершинной части подводного вулкана Пийпа были проведены исследования с применением глубоководных обитаемых аппаратов (ГОА) «Мир» (Сагалевич и др., 1992). Здесь было выполнено 4 погружения экипажами в составе: А.М. Сагалевич, С.В. Галкин, Л.И. Москалев, П.В. Торохов, Л.Н. Шашков, Д.В. Васильев, Д.А. Громенко и А.Ю. Саидов. Исследования, выполненные с борта ГОА «Мир», подтвердили сделанное ранее предположение о наличии современных гидротерм в привершинной части вулкана. Обнаруженные здесь гидротермы и связанные с ними образования отличаются большим разнообразием. Они достаточно подробно рассмотрены в ряде работ (Сагалевич и др., 1992; Торохов и др., 1991; Торохов, 1992а,б; Taran et al., 1992). Здесь мы отметим наиболее важные результаты этих исследований с необходимыми, на наш взгляд, дополнениями и замечаниями, в соответствии с работами (Селиверстов и др., 1995б; Селиверстов, 1998).

Современная гидротермальная активность на Северной вершине вулкана Пийпа обнаружена на глубинах менее 650 м, но наиболее ярко она выражена выше изобаты 450 м (Сагалевич и др., 1992). Термальные воды здесь поступают к поверхности дна по многочисленным трещинам, просачиваются по развалам глыб лавовых потоков. В местах просачивания термальных вод наблюдаются многочисленные «муары», обусловленные различием температур термальных и морских вод. С излияниями и просачиваниями термальных вод связано широкое развитие бактериальных матов, при этом отмечаются участки сплошного покрытия дна бактериальными матами площадью до 100 м. Бактериальные маты в местах свободного излияния термальных вод часто образуют свисающие края шириной до 30-40 см, развевающиеся в термальном потоке. Наиболее интенсивное поступление термальных вод отмечено для кратерной зоны, между Западным и Восточным куполами вершины. Излияния термальных вод из трещин, глыбовых развалов и осыпей не сопровождаются заметным развитием гидротермальных минеральных образований. Отмечены лишь тонкие налеты оксидов железа и марганца на каменном субстрате. Основная разгрузка вод происходит, вероятно, внутри вулканической постройки. Инструментальные определения температуры термальных вод непосредственно в местах их излияния - не проводились. Встроенный в корпус ГОА «Мир» термометр фиксировал на расстоянии первые метры от источников незначительное увеличение температуры на 0.4-0.6 °С.

На Северной вершине обнаружен и другой тип гидротермальных проявлений. Это ангидритовые гидротермальные постройки (трубы) высотой до 1.5 м и диаметром до 0.4 м, из верхних концов которых наблюдается активное выделение флюида, напоминающее по форме факел газовой горелки (рис.1.38а). Всего обнаружено 4 такие постройки. Все они приурочены к Восточному куполу вершины и находятся в интервале глубин 380-400 м. Пробоотбор флюида, поступающего из верхних концов ангидритовых труб, не проводился из-за отсутствия необходимых средств пробоотбора, поэтому вопрос о составе этого флюида остался открытым. Судя по резкому сужению флюидного «факела» при его выходе из жерла трубы и незначительному количеству газовых пузырьков над «факелом», важным компонентом флюида, по мнению наблюдателей (Сагалевич и др., 1992), является водяной пар, конденсирующийся при контакте с морской водой. В этом случае температура флюида в подводящих каналах должна превышать температуру кипения воды на глубине 400 м, т.е. превышать 250 °С. Инструментальные замеры температуры флюида здесь нельзя признать успешными: гидрофизический зонд с верхним пределом измерения температуры 32.75 °С «зашкалил» на высоте около 1.5 м над местом разгрузки, зафиксировав при этом двукратное увеличение проводимости воды. Судя по вспениванию пластикового покрытия лыжи аппарата «Мир», попавшей в струю разбавленного флюида, его температура значительно превышает 100 °С. При проведении маневра над «факелом», наблюдателями отмечалось увеличение температуры внутри обитаемого отсека ГОА «Мир» на 4 °С.

О сравнительно высокой температуре флюида свидетельствует и ангидритовый состав гидротермальной трубы. Образование ангидрита при смешении обогащенного кальцием термального флюида с морской водой, содержащей сульфат-ион, происходит при температурах 180-360 °С (*Kusakabe et al., 1982*), а насыщение морской воды ангидритом в лабораторных условиях достигалось при температуре 110 °С. Таким образом, нижний предел возможных температур флюида должен быть заключен в интервале 110-360 °С, а с учетом предполагаемого в составе флюида водяного пара, этот интервал может составлять 250-360 °С.

Дно вблизи активных гидротерм, на расстоянии от первых до нескольких метров от них, бронировано гипс-ангидритовой коркой, содержащей фрагменты разрушенных гидротермальных построек (рис.1.38а). Отобранная в метре от основания активной постройки корка состояла, в основном, из хорошо раскристаллизованного гипса и содержала 30% ангидрита (*Сагалевич и др., 1992*). Для равновесной системы гипс-ангидрит-вода при давлении 50 бар такое соотношение гипса и ангидрита соответствует температуре 60-70 °С (*Холланд, Малинин, 1982*).

Выпадение взвеси при смешении флюида, поступающего из ангидритовых труб, с морской водой визуально не наблюдалось. Однако, на удалении в несколько метров от активных построек дно покрыто гидротермальным осадком с характерной охристой окраской. Более молодые осадки отличаются светлыми тонами. Они подвержены гравитационному перемещению и образуют ручейки, являющиеся хорошими ориентирами для выхода к активным постройкам. Осадок представлен аморфным кремнеземом (36%), пиритом (42%) и некоторыми другими минералами, в частности каолинитом, присутствие которого связывается с химическим выветриванием вулканических пород вблизи активных гидротерм (*Сагалевич и др., 1992*).

У основания одной из активных построек наблюдалось просачивание пузырьков газа. Этот газ был отобран в стеклянную бутылку. При попытке взять еще одну пробу газа, стеклянная бутылка растрескалась, что, по мнению наблюдателей, было связано с высокой температурой воды у основания гидротермальной постройки. В работах (*Торохов и др., 1991; Taran et al., 1992*) проведен сравнительный анализ отобранного газа с газами других источников и сделаны выводы о его возможном генезисе. Основной вывод авторов этих работ состоит в том, что отобранный газ по особенностям химического и изотопного состава имеет существенно вторичную природу. Основной компонент газа - метан, обусловлен, вероятно, мобилизацией легких углеводородов из органического вещества осадков под действием высоких температур, а углекислый газ является продуктом глубокой термоокислительной деструкции этого же вещества. Этот вывод соответствует представлениям о том, что вулкан Пийпа подстилается морскими осадками, накопление которых предшествовало развитию новейшего этапа вулканизма в грабене Командор, или происходило синхронно с ним. О наличии осадков под вулканом косвенно свидетельствуют особенности строения осадочного чехла в грабене Командор к северу от вулкана (*Селиверстов и др., 1986*). Слои осадков прослеживаются под северный склон вулкана на значительные расстояния и перекрываются отложениями «зон фациального замещения», формирование которых связывается с вулканической активностью.

Близость магматических очагов, очевидно, может служить причиной выделения из органического вещества морских осадков «термогенных» газов и их выноса как термальными водами, так и вулканическими фумаролами. Однако низкие содержания в отобранном газе магматических компонент не соответствуют представлениям о высокой температуре источника, вблизи которого этот газ был отобран, и нуждаются в объяснении. Причина этого несоответствия, вероятнее всего, состоит в том, что газ был отобран не из жерла гидротермальной постройки, а на участке дна у ее основания, и, поэтому, его состав не может характеризовать газовую составляющую высокотемпературного флюида, поступающего из жерл ангидритовых труб. Подобные газовые просачивания, по свидетельству участников погружений, наблюдались и на ровных участках дна, удаленных от активных гидротерм. Нельзя исключить, что отобранный газ выделялся из морской воды, циркулирующей в трещиноватой постройке вулкана. Обогащаясь термогенными газами, вода выделяет их в свободном виде при подогреве внешними стенками активных гидротермальных построек или их подводных каналов.

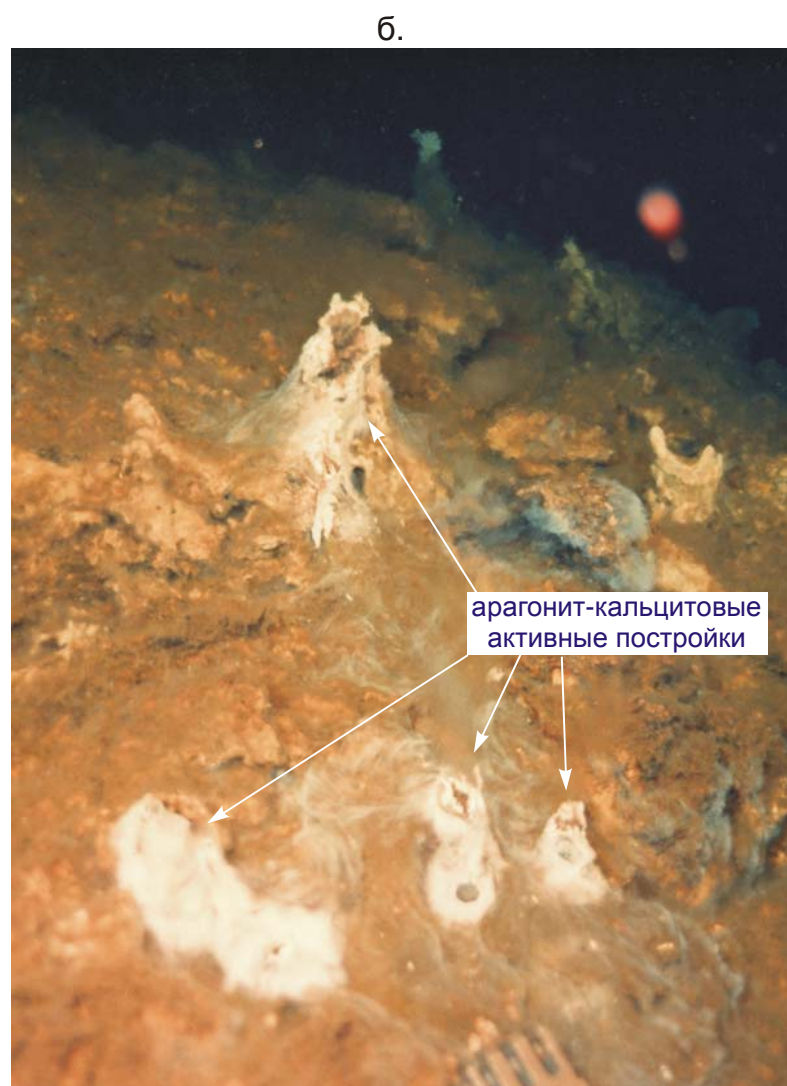
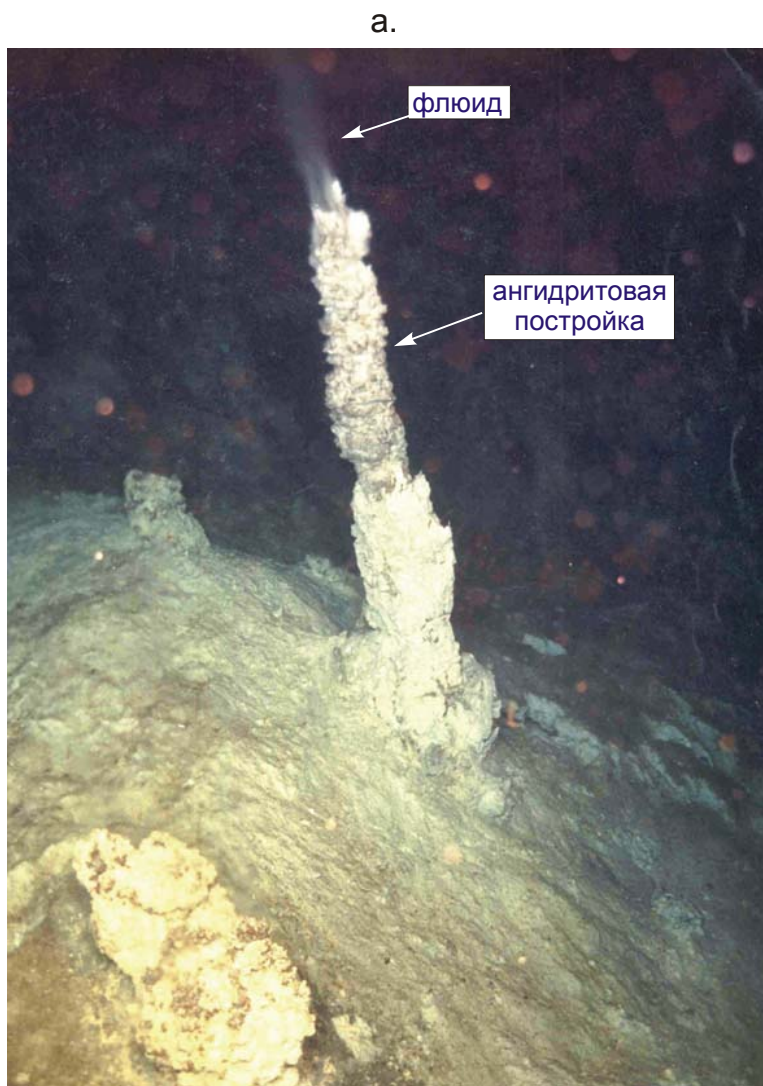


Рис. 1.38. Гидротермальные постройки на Северной (а) и Южной (б) вершинах подводного вулкана Пийпа. Фотоснимки получены с борта ГОА «Мир» в 22 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Сагалевич и др., 1992).

Косвенное подтверждение такому механизму газовыделений - наличие кислорода в отобранном газе и отношение азот/аргон, близкое к значениям для растворенного в воде воздуха. В этом случае трудно ожидать соответствия отобранного газа газовой составляющей высокотемпературного флюида, поступающего из ангидритовых труб.

Современные гидротермальные проявления на Южной вершине вулкана Пийпа существенно отличаются от рассмотренных выше. Главное различие состоит в отсутствии на Южной вершине современных высокотемпературных гидротерм и связанных с ними минеральных образований. Это подтверждает сделанный ранее вывод о более молодом возрасте Северной вершины по сравнению с Южной.

Современные гидротермальные проявления на Южной вершине исследовались в маршрутах 2311 и 2320 ГОА «Мир» (*Сагалевиц и др., 1992; Торохов и др., 1991*). По маршрутам следования аппаратов гидротермальные проявления обнаружены, в основном, выше изобаты 650 м. Как и на Северной вершине, здесь широко развиты излияния и просачивания термальных вод, которые связаны с многочисленными трещинами, как зияющими, так и скрытыми под слоем осадков. В местах выходов термальных вод развиты бактериальные маты, но масштабы их развития заметно меньше, чем на Северной вершине. Бактериальные маты здесь часто трасируют положение трещин, скрытых под осадками. Разгрузка термальных вод по трещинам сопровождается образованием жил, сложенных карбонатными минералами и баритами. Упомянутый выше «карбонатный холм» в районе минимальных отметок Южной вершины, является, судя по анализу видеозаписей и фотографий, небольшим пемзовым холмом, бронированным по многочисленным трещинам дайками карбонатных отложений. Отобранный здесь образец представлен кальцитом с незначительной примесью кварца и гипса (*Сагалевиц и др., 1992*). Выходы пемз вблизи мест разгрузки термальных вод также покрыты карбонатными корками.

Кроме трещинных излияний и просачиваний термальных вод, на Южной вершине развит и другой, весьма примечательный тип гидротермальных проявлений. Это карбонатные гидротермальные постройки высотой до 40 см, в том числе активные, из которых поступает гидротермальный флюид. Поступление флюида часто сопровождается ясно различимыми муарами, создающими впечатление «дымов» и свидетельствующими о различии температур флюида и окружающих морских вод. Фотография скопления карбонатных построек приведена на рис. 1.38б. Количество построек этого типа в пределах Южной вершины достаточно велико и, по-видимому, исчисляется десятками. Расположение их, судя по образованию линейных цепочек, контролируется разрывными нарушениями. В погружении 2320 ГОА «Мир» были отобраны фрагменты карбонатных построек, в том числе функционирующих. Постройки сложены арагонитом и кальцитом, а подводные каналы инкрустированы пиритом, обогащенным мышьяком, сурьмой и ртутью (*Сагалевиц и др., 1992; Торохов, 1992б*).

Наряду с карбонатными образованиями, на Южной вершине распространены бариты. Образец барита, покрытого черным налетом гидроокислов железа и марганца, поднят здесь в погружении 2320 ГОА «Мир» (*Сагалевиц и др., 1992*). Несколько образцов барита было поднято при драгировании Южной вершины в рейсах НИС «Вулканолог» и НИС «Академик Мстислав Келдыш».

На склонах Южной вершины с борта ГОА «Мир» наблюдались желтовато-зеленые налеты, покрывающие выходы пемз и напоминающие отложения нонтронита (*Сагалевиц и др., 1992*). Пемзы, пропитанные по порам и трещинам нонтронитом, ранее были драгированы на западном склоне вершины (*Богданова и др., 1989; Селиверстов и др., 1988*).

Инструментальные замеры температур в местах разгрузки термальных вод на Южной вершине не проводились. Не проводился и проботбор термальных вод. Поэтому о их составе и возможных значениях температур можно судить лишь по косвенным данным, основанным на химическом и изотопном составе сопутствующих минеральных образований. По данным (*Торохов и др., 1991*), углерод арагонит-кальцитовых гидротермальных построек характеризуется облегченным изотопным составом, характерным для карбонатных образований Калифорнийского залива и Парамуширского источника (*Лейн и др., 1979; 1989*), где облегченная углекислота связывается с окислением органического вещества осадков или метана. Оценка температуры изотопного равновесия по кислороду в системе кальцит-морская вода для поднятых карбонатных образований соответствует значениям 50-70 °С, что, по-видимому, отвечает условиям разгрузки термальных вод на Южной вершине (*Торохов и др., 1991*).

1.6. АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

На рис.1.39 представлена схема аномалий магнитного поля Камчатско-Командорского региона. Для Командорской котловины, заливов Восточной Камчатки и западного участка Алеутской дуги схема составлена по данным гидромагнитной съемки, выполненной Институтом вулканологии в рейсах НИС «Вулканолог» (*Селиверстов и др., 1980а; 1981; 1995а*). При этом были учтены материалы американских исследователей, полученные в рейсах судов «Вима», «Роберт Д. Конрад», «Бартлетт» и «Мелвил», любезно предоставленные Д. Шоллом. Для участка Командорской котловины севернее $58^{\circ}30'$ учтены также данные аэромагнитной съемки, выполненной ПО «Севморгеология» (*Ржевский и др., 1977*). Для прилегающего участка Тихоокеанской плиты и территории Камчатки на схеме приведено положение аномальных зон в соответствии с картой остаточных аномалий магнитного поля, составленной М.Л. Красным и В.М. Воробьевым (*Геолого-геофизический ..., 1987*). Ниже мы кратко рассмотрим основные особенности аномального магнитного поля в пределах современных морфоструктур шельфа и континентального склона Восточной Камчатки, прилегающего участка Тихоокеанской плиты, Командорской котловины и западного участка Алеутской дуги.

1.6.1. Шельф и континентальный склон Восточной Камчатки

Важной особенностью структуры аномального магнитного поля прикамчатских акваторий является наличие аномальных зон СЗ простирания, т.е. ориентированных вкост простирания Курило-Камчатской дуги, некоторые из которых глубоко проникают на территорию Камчатки. Эта особенность впервые была установлена Л.А. Ривошем по данным аэромагнитной съемки (*Ривош, 1963*) и подтверждена последующими исследованиями (*Исаев, Тихонов, 1967; Воробьев, 1970, 1975; Воробьев, Ломтев, 1979; Андиева и др., 1977; Гнибиденко и др., 1980; Ржевский и др., 1977; Селиверстов и др., 1980а; 1995а*). Наиболее крупные поперечные зоны прослеживаются на продолжении Алеутской дуги и в Авачинском заливе (рис.1.39).

В Авачинском заливе отчетливо различимы три аномальные зоны СЗ простирания. Наиболее южная из них - зона положительных аномалий, представленная на территории Камчатки Паратунской аномальной зоной СЗ простирания протяженностью более 100 км. Этой аномальной зоне соответствует выделенная С.Е. Апрельковым (*Геология СССР, 1964*) Начикинская поперечная складчато-глыбовая зона. Интенсивные положительные аномалии этой зоны связывают с поверхностными эффузивами позднеолигоцен-среднемиоценового возраста и более глубоко залегающими верхнемеловыми магматическими породами (*Ривош, 1963; Андиева и др., 1977*). Продолжение Паратунской аномальной зоны можно проследить на акватории Авачинского залива в ЮВ направлении на расстояние около 70 км, затем эта зона резко поворачивает на ЮЗ и далее прерывисто прослеживается вдоль тихоокеанского побережья Камчатки и Курильских о-вов.

Кроме продолжения на юго-запад, СЗ ветвь зоны положительных аномалий со значительным перерывом надстраивается от осевой части глубоководного желоба в ЮВ направлении аналогичной зоной положительных магнитных аномалий, прослеживаемой в пределах Тихоокеанской плиты на расстояние более 400 км от оси глубоководного желоба. С северо-востока Начикинская поперечная складчато-глыбовая зона граничит с зоной поднятий, выделяемой по выходам верхнемеловых пород. Границе этих структур соответствует глубинный разлом СЗ простирания, по которому Начикинская зона опущена относительно более северных участков (*Геология СССР, 1964*). Зоне поднятий соответствует зона отрицательных магнитных аномалий СЗ простирания, которая непрерывно прослеживается в ЮВ направлении на акватории Авачинского залива до хр. Шатского и затем, аналогично ранее рассмотренной аномальной зоне, резко поворачивает на ЮЗ и далее прослеживается в пределах внешнего шельфа юга Камчатки и Курильских о-вов. Кроме того, северо-западная ветвь этой зоны в месте разворота с перерывом надстраивается крупной отрицательной аномалией СЗ простирания, пространственно приуроченной к депрессии между южным и северным блоками хр. Шатского.

Еще одна крупная аномальная зона СЗ простирания связана со структурой Шипунского п-ова и его подводным продолжением. Эта зона представлена тремя изометричными положительными аномалиями интенсивностью до 500 нТл.

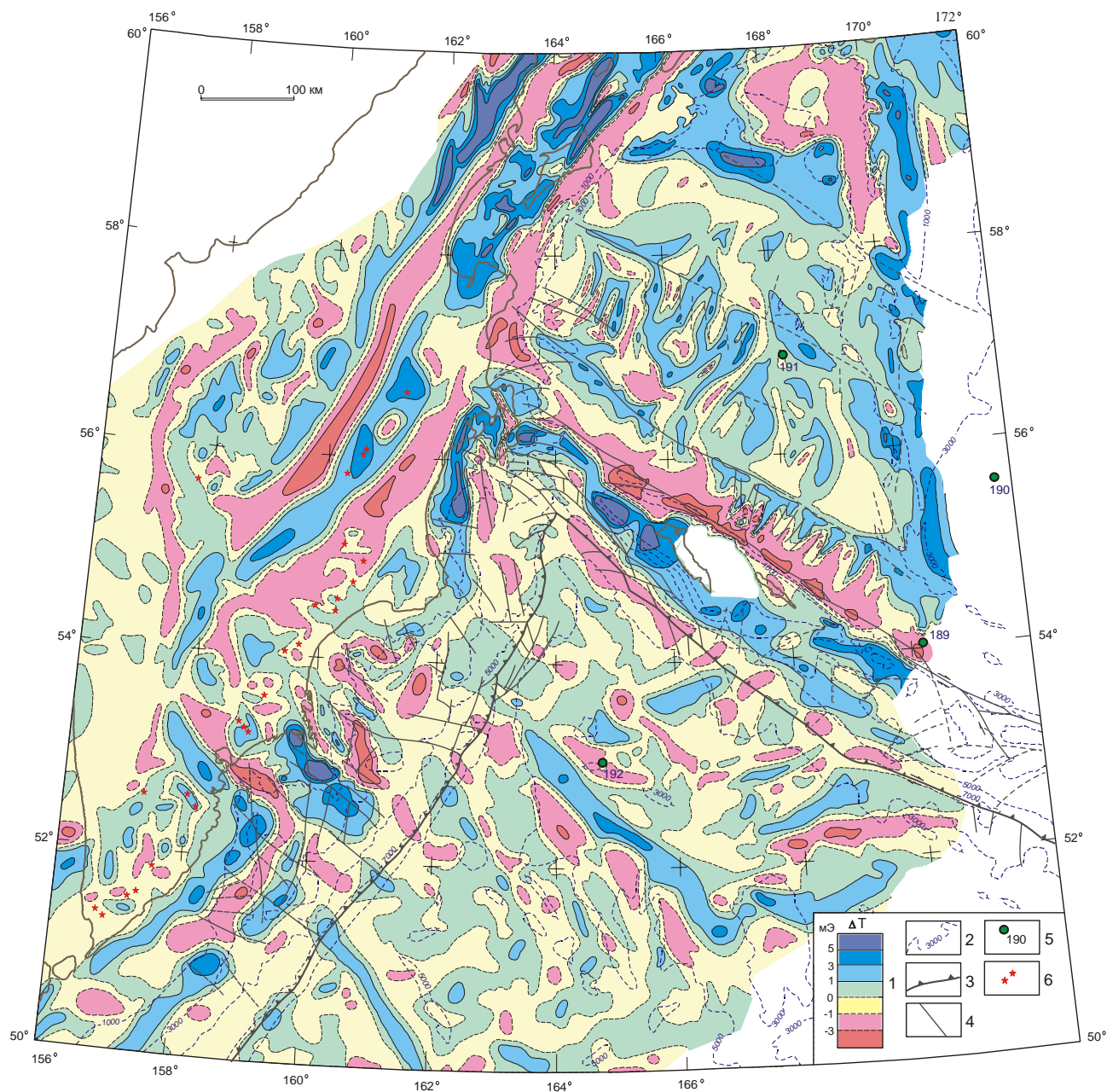


Рис. 1.39. Схема аномального магнитного поля Камчатско-Командорского региона.

1 - шкала интенсивности магнитных аномалий (мЭ); 2 - изобаты (м); 3 - осевые зоны глубоководных желобов; 4 - новейшие разрывные нарушения, выделенные по морфологическим признакам; 5 - скважины глубоководного бурения; 6 - действующие вулканы Камчатки.

При составлении схемы использованы данные морских экспедиций Института вулканологии на НИС «Вулканолог» и учтены данные зарубежных исследователей, полученные в рейсах НИС «Vema», «Robert D. Conrad» и др. (Командорская котловина, западное окончание Алеутской дуги, шельф и континентальный склон Восточной Камчатки). Для территории Камчатки и возвышенности Обручева положение аномальных зон нанесено в соответствии с картой остаточных аномалий (*Геолого-геофизический..., 1987*). При построении учтены также и другие опубликованные данные (*Андиева и др. 1977; Воробьев, 1975; Ривош, 1963; Ржевский и др. 1977*).

Аномалия, соответствующая северо-западному окончанию этой зоны, пространственно связана с крупным габбро-диоритовым интрузивным массивом миоценового возраста, слагающим значительную часть территории Шипунского п-ова, а также с эоцен-олигоценными вулканическими породами жупановской и шипунской свит (*Геология СССР, 1964*). Судя по сходству размеров, формы и интенсивности всех трех аномалий Шипунской зоны, есть основания полагать, что две другие аномалии, приуроченные к подводному продолжению Шипунского п-ова и, частично, северному блоку хребта Шатского, обусловлены залеганием в пределах этих структур горных пород аналогичного состава и возраста.

Признаки аномальных зон северо-западного простирания прослеживаются и в Кроноцком заливе, хотя здесь эти признаки проявлены менее отчетливо, чем в Авачинском заливе. В южной части Кроноцкого залива эти зоны обусловлены, по-видимому, северным склоном структуры Шипунского п-ова и связанной с ним системой тектонических нарушений.

К аналогичным зонам СЗ простирания в южной и центральной частях Кроноцкого залива приурочено несколько интенсивных положительных и отрицательных локальных аномалий (на схеме не показаны). В пределах внешних участков шельфа интенсивность этих аномалий достигает 1500-2000 нТл. Глубина залегания источников аномалий сопоставима с глубиной моря, т.е. аномалообразующие тела слагают поверхность дна. При этом их намагниченность достигает очень больших значений, порядка 50 а/м, что в несколько раз превышает возможные значения намагниченности известных на Камчатке магматических пород. В пробах донного грунта, поднятых на шельфе и в котловине Кроноцкого залива дночерпателями и грунтовыми трубками в 9 рейсе НИС «Вулканолог», отмечено повышенное содержание титано-магнетита, скопления которого, вероятно всего, и являются источниками упомянутых аномалий.

Несколько локальных аномалий (положительных и отрицательных) значительной интенсивности (до 500 нТл) приурочено к южной части подводного продолжения Кроноцкого п-ова (на схеме не выделены). Эти аномалии распространены на расстояние до 30-35 км от ЮВ побережья Кроноцкого п-ова и частично охватывают северную часть котловины Кроноцкого залива и северо-западную часть Кроноцкого подводного хребта. Подобные аномалии известны и на территории Кроноцкого п-ова, где их связывают с выходами эоцен-олигоценных базальтов козловской и кубовской свит и палеогеновых габброидных интрузий. По-видимому, эти породы в значительной мере определяют геологическое строение не только Кроноцкого полуострова, но и дна акваторий к югу от него.

Структура аномального магнитного поля акватории Камчатского залива определяется субмеридиональной зоной положительных аномалий, занимающей всю западную часть залива, и сопряженной с ней зоной отрицательных аномалий, расположенной восточнее. Зона положительных аномалий прослеживается с юга на север на расстоянии около 200 км от северо-восточного побережья Кроноцкого п-ова до западной части оз. Нерпичье на территории Камчатки. Северная часть этой зоны, протяженностью 120 км, отличается наибольшей интенсивностью аномалий, часто превышающей 800-1000 нТл. Величина намагниченности аномалообразующих объектов здесь составляет 3-5 а/м при глубине залегания верхних кромок 2-4 км. Судя по характеру аномалий, они создаются не единым телом, а вероятнее всего, серий пластобразных тел, падающих в западном направлении и уходящих на большую глубину.

Северное окончание упомянутой выше аномальной зоны на территории Камчатки пространственно совпадает с новейшим прогибом, заполненным четвертичными аллювиальными отложениями и подстилающими терригенными толщами неогенового возраста. Поэтому природа аномалообразующих тел рассматриваемой аномальной зоны остается невыясненной. Учитывая линейный характер этой зоны, ее происхождение, по-видимому, обусловлено серией интрузивных тел, внедрение которых контролировалось субмеридиональной зоной разломов, падающей в западном направлении. На территории Камчатки продолжению этой зоны соответствует Усть-Камчатская зона разломов, выделяемая по геофизическим данным, которая, по представлениям М.С. Маркова (*Марков и др., 1969*), соответствует сочленению структур Восточной Камчатки и западного окончания Алеутской дуги.

С востока зона интенсивных положительных аномалий граничит с зоной отрицательных аномалий, также ориентированной субмеридионально и занимающей центральную часть котловины Камчатского залива и, частично, ее восточное обрамление. Интенсивность отрицательных аномалий этой зоны невелика (порядка -150 нТл), однако горизонтальный градиент поля между зонами положительных и отрицательных аномалий часто отличается высокими значениями, порядка 100 нТл/км.

Аномальные зоны магнитного поля и современные морфоструктуры шельфа и континентального склона Восточной Камчатки соотносятся различным образом. На акваториях Авачинского и Кроноцкого заливов морфоструктурные элементы субмеридионального, субширот-

ного и северо-восточного простираний не отразились в структуре аномального магнитного поля и часто занимают по отношению к ним секущее положение (например, хребты-барьеры Шатского и Кроноцкий). Некоторая унаследованность проявляется лишь в отношении морфоструктур СЗ простирания, в частности, для подводного продолжения Шипунского п-ова и связанных с ним тектонических нарушений на акваториях Авачинского и Кроноцкого заливов, а также для Кроноцкого и Жупановского каньонов.

Иная картина наблюдается в Камчатском заливе. Здесь в магнитном поле наиболее ярко проявились аномальные зоны субмеридионального простирания, соответствующего простиранию крупнейших морфоструктур залива. При этом в структуре аномального магнитного поля нашли отражение также субширотные и северо-западные простирания, характерные для некоторых морфоструктурных элементов в южной части залива и в пределах восточного обрамления его котловины.

Северная ветвь Курило-Камчатского желоба в аномальном магнитном поле практически не выражена. В окрестностях глубоководного желоба также обрываются или заметно ослабляются секущие по отношению к нему аномальные зоны. Вероятно, это является следствием высокой тектонической активности структуры глубоководного желоба, приводящей к значительному уменьшению намагниченности пород. Предположение о возможной диссимилиации магнитоактивных тел в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов вследствие тектонической активности этих структур было впервые высказано В.М. Воробьевым (*Воробьев, 1970*). Экспериментальное подтверждение этому явлению было получено для восточной части Алеутского желоба (*Francheteau et al., 1970*), где по данным придонных измерений напряженности магнитного поля и результатам модельных расчетов было установлено снижение намагниченности горных пород в осевой части желоба по сравнению с его внешним бортом приблизительно втрое, что связывалось с размагничивающим воздействием тектонических напряжений.

1.6.2. Тихоокеанская плита

Рассматриваемый участок Тихоокеанской плиты (рис.1.39) по структуре аномального магнитного поля можно разделить на 2 района: юго-западный и северо-восточный. Граница между ними проходит по привершинной части возв. Обручева. Для первого из них характерны северо-западные простирания аномальных зон, для второго - восток-северо-восточные, иногда близкие к субширотным.

На юго-западе наиболее ярко выражены две зоны положительных аномалий СЗ простирания. Первая из них находится на юго-восточном продолжении упоминавшейся ранее Паратунской аномальной зоны и прослежена от осевой части Курило-Камчатского желоба в ЮВ направлении более чем на 400 км (*Шимараев, 1975; Андиева и др., 1977*). Интенсивность положительных аномалий в пределах этой зоны в среднем составляет 150-200 нТл, но на отдельных участках превышает 300-350 нТл. Ширина аномальной зоны сравнительно выдержана по простиранию и составляет 25-30 км. Вторая зона положительных магнитных аномалий СЗ простирания приурочена к ЮЗ склону возвышенности Обручева. Впервые эта зона была выделена В.М. Воробьевым (*Воробьев, 1970*). Она прослежена на расстоянии более 300 км от внешнего склона Курило-Камчатского желоба до западного склона возвышенности Детройт. Интенсивность положительных аномалий здесь в среднем составляет 250-300 нТл, но на отдельных участках превышает 500 нТл. Между этими двумя ярко выраженными зонами положительных магнитных аномалий в структуре аномального магнитного поля различимы фрагменты менее интенсивных положительных и отрицательных аномальных зон, также характеризующихся северо-западным простиранием. Привершинная часть возв. Обручева характеризуется изометричными или слегка вытянутыми в СЗ направлении положительными и отрицательными магнитными аномалиями интенсивностью до 300-350 нТл. Аналогичные аномалии отмечаются и в привершинной части возв. Детройт.

К северу и северо-востоку от вершин возв. Обручева и Детройт в структуре аномального магнитного поля отчетливо проявились аномальные зоны ВСВ и близких к субширотному простираний (с азимутом от 65 до 80°). Эти аномальные зоны подходят к осевой части Алеутского желоба под углом 55 - 70°. Их интенсивность достигает значений 400-500 нТл, т.е. сопоставима с интенсивностью линейных океанических аномалий. Необходимо отметить, что к юго-востоку от возв. Детройт расположены оси идентифицированных океанических аномалий №30-32, (см. рис.1.40), принадлежащие к системе верхнемезозойских-раннекайнозойских линейных магнитных аномалий северной части Тихого океана (*Hilde et al., 1976*). Эти аномалии характеризуются субширотными простираниями и уменьшением возраста в направлении Алеутского

желоба. В связи с этим возникает вопрос о возможной принадлежности выделенных аномальных зон к упомянутой системе линейных магнитных аномалий.

К сожалению, рассматриваемый участок Тихоокеанской плиты, как и расположенные к юго-востоку от него районы, изучены недостаточно подробно. Поэтому пространственное положение упомянутых аномальных зон и их конфигурация установлены лишь в общих чертах, и имеющейся информации недостаточно для уверенной идентификации магнитных аномалий. На рис.1.40 мы все же сочли возможным указать возможные номера этих аномалий исходя из предположения, что базальты, поднятые в скв.192, характеризуют состав и возраст фундамента океанической плиты (её «второго» слоя), а не наложенных вулканических построек, продолжающих Императорский хребет. В последующих разделах мы вернемся к обсуждению этого вопроса.

Прикамчатский сектор Тихоокеанской плиты к юго-западу от возвышенности Обручева, в соответствии со схемой линейных магнитных аномалий (*Hilde et al., 1976*), относится к зоне спокойного магнитного поля апт-каньякского времени, сменяющего в СЗ направлении систему более древних мезозойских линейных аномалий (рис.1.40). Простирающиеся эти линейные аномалии - северо-восточное, а зон трансформных разломов, разделяющих отличающиеся по возрасту участки плиты, - северо-западное. Причем зоны трансформных разломов, выделяемые по смещению осей идентифицированных линейных аномалий к югу от Камчатки, прослеживаются в виде протяженных зон положительных аномалий средней интенсивностью 200-300 нТл и шириной первые десятки километров.

Таким образом, положительная аномальная зона СЗ простирается, выделенная в пределах Тихоокеанской плиты напротив Авачинского залива, судя по облику и простираению, соответствует древнему (верхнемеловому) трансформному разлому, разделяющему несколько различные по возрасту участки Тихоокеанской плиты, сформированные в верхнемеловую эпоху спокойного магнитного поля.

О «трансформном» происхождении упомянутой аномальной зоны свидетельствуют также сейсмоакустические данные: глубина залегания акустического фундамента к СВ от этой зоны в среднем на 100-150 м меньше, чем к ЮЗ от нее, что, по-видимому, свидетельствует о более молодом возрасте СВ крыла этой зоны, по сравнению с ЮЗ крылом.

Аномальные зоны СЗ простираются на юго-западном склоне возв. Обручева, вероятно, также имеют реликтовую природу и образованы, по-видимому, на раннем этапе формирования и развития этого участка Тихоокеанской плиты в позднем мезозое - раннем кайнозое. Причем есть основания полагать, что эти аномальные зоны обусловлены тектонически более значимой структурой, чем упомянутые выше трансформные разломы прикамчатского участка плиты. На рис.1.40 видно, что юго-западный склон возвышенности Обручева и связанные с ним аномальные зоны являются северо-западным окончанием структур Императорского разлома. Этот разлом расположен к востоку от Императорского хребта и прослежен в СЗ направлении на расстоянии более 2500 км от восточного окончания возв. Хесса до юго-восточного склона возв. Детройт (*Строение..., 1984*). Эта, выделенная сравнительно недавно морфоструктура (*Erickson et al., 1970; Chase et al., 1977*), изучена пока недостаточно подробно, особенно на северо-западе. Тем не менее установлено, что Императорский разлом ограничивает с юго-запада систему субширотных линейных магнитных аномалий южнее Алеутской дуги, но, в отличие от обычных трансформных разломов, ориентирован к ним не перпендикулярно, а под углом около 55° . С этим разломом, судя по расположению идентифицированных магнитных аномалий и «зон спокойного поля», связана граница существенно (более чем на 25-30 млн.лет) различающихся по возрасту участков Тихоокеанской плиты.

По-видимому, структуры Императорского разлома отсекают вулканическую цепь Императорского хребта в районе возвышенности Детройт и далее следуют вдоль юго-западного склона возв. Обручева. Последний, в этом случае, действительно является границей различных по возрасту участков океанской литосферы, как это предполагалось Е.Н. Меланхолиной (*Строение..., 1984, с.189*).

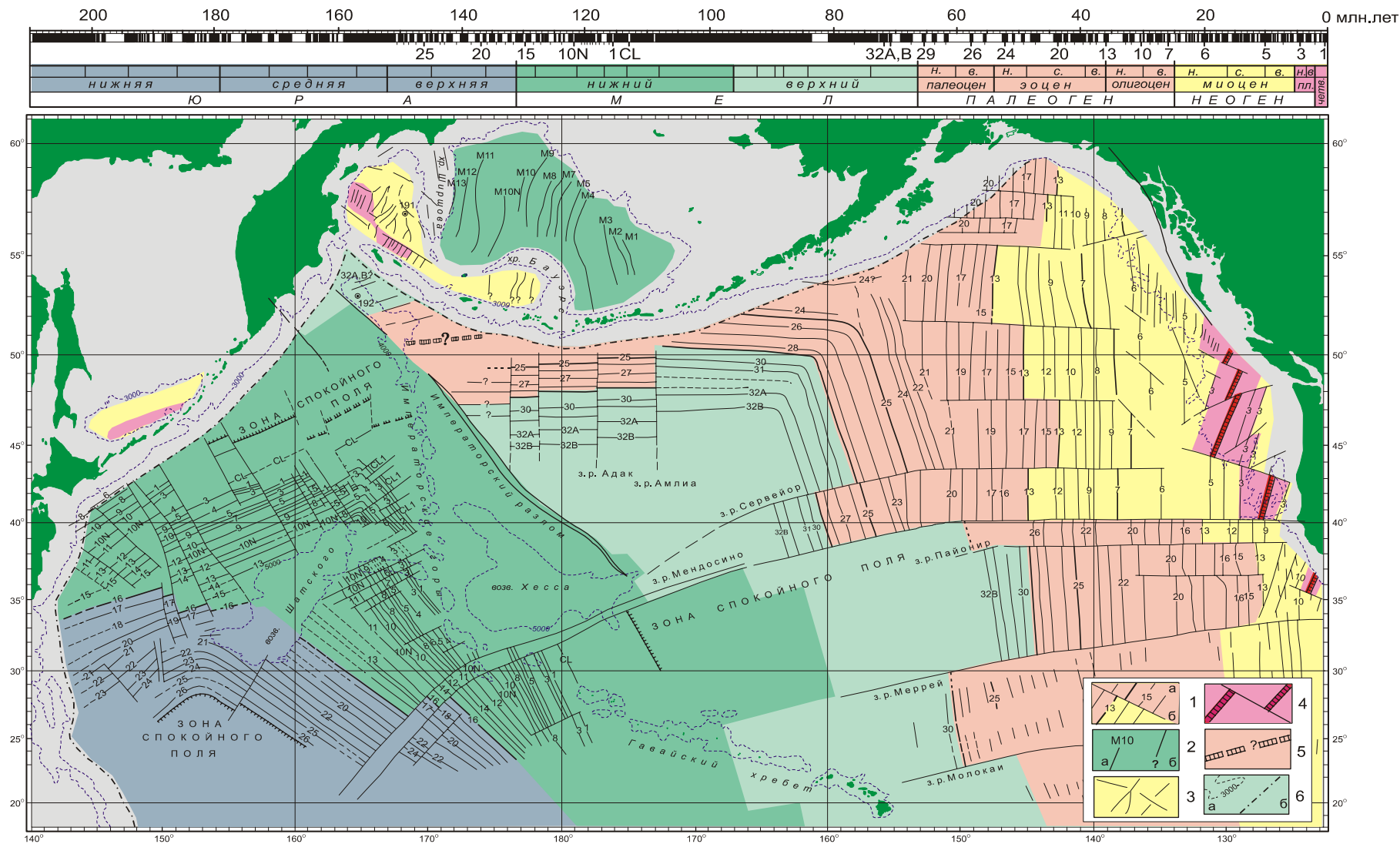


Рис. 1.40. Схема линейных магнитных аномалий северной части Тихого океана. В верхней части рисунка - шкала инверсий магнитного поля по (Кеннет, 1987). 1 - оси идентифицированных магнитных аномалий (а) и линии их трансформного смещения (б) (Hilde et al., 1976) с уточнениями (Sharman and Risch, 1988); 2 - оси идентифицированных магнитных аномалий Алеутской котловины (а) и линейных магнитных аномалий котловины Бауэрс (б) Берингова моря (Cooper et al., 1987); 3 - оси положительных линейных магнитных аномалий Командорской котловины и возв.Обручева в соответствии с рис. 1.39; 4 - современные оси спрединга; 5 - предполагаемое положение палеограницы между плитами Тихоокеанской и Кула в верхнем палеоцене - нижнем эоцене (Селиверстов, 1998); 6 - изобаты (а) и оси глубоководных желобов (б).

Основные черты геологического строения и новейшей тектоники

1.6.3. Командорская котловина

В структуре аномального магнитного поля Командорской котловины достаточно ярко отражены изложенные в предыдущих разделах особенности строения ее дна.

Ограничивающий с юга Командорскую котловину разлом Беринга в аномальном поле представлен линейной зоной высоких градиентов поля. Зона интенсивных положительных аномалий северо-западного окончания Командорского блока прослеживается через Камчатский пролив и включает в себя интенсивные положительные аномалии восточной части полуострова Камчатский (мыс Африка и его подводное продолжение). На акватории Камчатского пролива эта аномальная зона имеет коленообразный изгиб. Юго-восточному окончанию Командорского блока также соответствует зона положительных аномалий интенсивностью до нескольких сот нТл.

Линеамент Альфа представлен линейной зоной положительных аномалий. Эта аномальная зона прослеживается в направлении СЗ-ЮВ от склона п-ова Озерной до южного окончания хр. Ширшова. Интенсивность аномалий достигает 300 нТл в пределах СЗ ветви аномальной зоны (западнее 166° в.д.) и 140-150 нТл - для ЮВ ее ветви.

Южный блок Командорской котловины, заключенный между разломом Беринга и линеаментом Альфа, по характеру аномального поля можно разделить на 2 участка: северо-западный и юго-восточный. Северо-западный участок (западнее 166° в.д.) характеризуется спокойным аномальным магнитным полем, со значениями близкими к 0 или слабо отрицательными. Зоны высоких градиентов появляются здесь лишь с приближением к ограничивающим линеаментам. Второй участок юго-восточный, находящийся в тылу Командорского блока, характеризуется весьма своеобразной структурой аномального поля. Здесь отчетливо выражена система положительных аномалий СВ простирания, поперечных простиранию линеамента Альфа и ответвляющихся от аномальной зоны, связанной с этим линеаментом.

К основанию беринговоморского склона Командорских о-вов приурочена зона отрицательных аномалий, интенсивность которых часто превышает 500 нТл. От этой зоны в СВ направлении ответвляются узкие отрицательные аномалии. В целом картина аномального магнитного поля в тылу Командорского блока Алеутской дуги представлена чередованием положительных и отрицательных аномалий СВ простирания, заключенных между аномальными зонами северо-западного простирания (связанных с разломом Беринга и линеаментом Альфа).

Линеамент Гамма, пересекающий центральную часть Командорской котловины в направлении СЗ-ЮВ от южной части о. Карагинский до хр. Ширшова, в аномальном магнитном поле выражен различным образом. Его СЗ ветвь представлена положительной аномалией интенсивностью более 100 нТл, вытянутой в СЗ направлении. Аналогичным образом выражена и ЮВ ветвь этого линеамента, правда интенсивность соответствующей аномалии выше. Скважина 191 глубоководного бурения расположена несколько юго-западнее этой аномалии. В центральной части котловины линеамент Гамма пересекается аномалиями ССВ простирания и в структуре аномального поля практически не прослеживается. Более того, аномальные зоны, соответствующие его СЗ и ЮВ ветвям, с приближением к центру котловины изгибаются к северо-востоку.

В северной части Командорской котловины отчетливо выражена еще одна зона положительных аномалий, протягивающаяся от склона Камчатки (восточнее северо-восточного окончания о. Карагинский) до хр. Ширшова в направлении близком к СЗ-ЮВ. Эта аномальная зона связана с линеаментом Дельта. Интенсивность положительных аномалий, составляющих эту зону, часто превышает 500 нТл. Возможное продолжение этой зоны в пределах хр. Ширшова, к сожалению, пока не изучено. Хотя общее простирание этой аномальной зоны близко к северо-западному, отдельные ее фрагменты имеют иную ориентировку. Как бы повторяя аномальную зону линеамента Гамма, данная зона положительных аномалий несколько смещается к северо-востоку на центральном участке, однако, в отличие от линеамента Гамма, отчетливо выражена в центральной своей части интенсивной аномалией, вытянутой в СЗ направлении.

Аномальные зоны СЗ простирания соответствуют, по-видимому, структурам, имеющим ключевое значение в тектонике Командорской котловины.

В аномальном магнитном поле ярко выражен еще один структурный план. Это аномалии, вытянутые в ССВ и СВ направлениях. Выше приводилось описание этих аномалий в тылу Командорского блока Алеутской гряды, южнее линеамента Альфа. Еще более ярко знакопеременные линейные аномалии ССВ простирания проявились в западной части Командорской котловины между линеаментами Альфа и Гамма. Для многих участков здесь устанавливаются признаки симметричного расположения аномалий относительно осей ССВ простирания. Существует также ось, имеющая ССВ простирание, относительно которой выявляются признаки симметрии не только для некоторых аномалий ССВ простирания, но и для аномалий, соответствующих ветвям линеаментов Гамма и Дельта. Эта ось проходит несколько восточнее линии, соединяющей точки 59° с.ш., 168° в.д. и 57° с.ш., 166° в.д., при этом расстояние от упомянутой оси до склона Камчатки несколько меньше, чем до хр. Ширшова. Между линеаментами Альфа и Гамма можно выделить несколько сравнительно небольших аномальных зон с признаками симметрии относительно осей ССВ простирания, соответствующих, по нашему мнению, рифтогенным центрам тектоно-магматической активности различных этапов развития Командорской котловины.

Участок Командорской котловины, заключенный между линеаментами Гамма и Дельта отличается по структуре аномального поля от более южных участков. Западная его часть (прилегающая к склону Камчатки у о. Карагинский) характеризуется сравнительно спокойным аномальным полем. Центральная часть - осложнена аномальной зоной ССВ простирания, протягивающейся из более южных участков. С приближением к хр. Ширшова в структуре аномального поля между ЮВ ветвями линеаментов Гамма и Дельта появляются аномалии субмеридионального простирания, характерного для блоков, слагающих хр. Ширшова.

Характер аномального магнитного поля Командорской котловины дает основания предполагать существование здесь линейных аномалий, связанных с процессами разрастания дна (*Селиверстов и др., 1989б*). Однако недостаток геологических данных о возрасте пород фундамента в пределах различных аномальных зон не позволяет провести уверенную идентификацию магнитных аномалий и реконструкцию процесса формирования этого бассейна. С учетом данных по тепловому потоку можно полагать, что процесс этот существенно отличается от классических моделей спрединга с единственным центром разрастания дна, и попытки идентификации магнитных аномалий по таким упрощенным моделям здесь вряд ли применимы. Одна из таких попыток предпринята в работе (*Валяшко и др., 1993*), где магнитные аномалии Командорской котловины отнесены к аномалиям 5-6 по шкале У. Харленда (*Харленд и др., 1985*). Верхнемиоценовый этап тектономагматической активизации, судя по данным глубоководного бурения, действительно должен был оставить яркие следы в структуре аномального магнитного поля Командорской котловины. Но мы все же рассматриваем изложенные в упомянутой работе результаты идентификации, как один из возможных, но не единственный и, по-видимому, не окончательный вариант интерпретации. В отсутствии дополнительных геологических данных о возрасте пород фундамента котловины, более обоснованные варианты интерпретации, по-видимому, могут быть предложены при полном учете всех особенностей геофизических полей, прежде всего - геотермического.

Учитывая сравнительно небольшую ширину южного сектора котловины при значительной его протяженности, маловероятно, что процесс разрастания дна здесь был связан с одним центром спрединга. По-видимому, этот процесс был обусловлен развитием нескольких зон растяжения, типа продвигающихся рифтов, рассредоточенных по простиранию сектора, в пределах которых неоднократно и унаследованно активизировались тектонические движения и магматические проявления. Возникшая при этом картина магнитных аномалий была обусловлена, по-видимому, не только скоростью спрединга и периодичностью инверсий магнитного поля, но также и пространственными закономерностями в заложении и развитии структур растяжения.

1.7. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 1

1. На акваториях, прилегающих к Восточной Камчатке, установлено широкое развитие погребённых поверхностей выравнивания, погруженных на значительные (до первых километров) глубины. Для некоторых из них установлены признаки абразионного происхождения. Погружение поверхностей выравнивания происходило в новейшее время и сопровождалось дифференцированными блоковыми движениями в пределах шельфа и континентального склона, проявившимися на фоне общего крупномасштабного прогибания дна акваторий, причем максимальные по величине погружения наблюдаются напротив молодой, плиоцен-четвертичной ветви вулканического пояса Камчатки, т.е. пространственно с ним связаны.

2. Судя по данным геологического опробования в каньонах Кроноцкого залива, особенностям строения осадочного чехла и структуре аномального магнитного поля, новейшие морфоструктуры Кроноцкого залива и, по-видимому, Авачинского и Камчатского заливов, наложены на реликты раннекайнозойской островной дуги, сегментированной зонами поперечных дислокаций.

3. На акваториях, прилегающих к западному сектору Алеутской островной дуги, в рельефе дна и структуре верхней части разреза установлены признаки новейших деформаций, проявившихся не только в пределах островной дуги, но и на обширных участках морского дна к северу и югу от неё. Характер этих деформаций свидетельствует о развитии здесь правосторонней зоны сдвиговых дислокаций СЗ простирания, в которую, кроме западного сектора Алеутской дуги, вовлечены также прилегающие участки Тихоокеанской плиты и Командорской котловины. Важнейшими элементами упомянутой зоны сдвиговых дислокаций являются два типа структур. Первый из них представлен системой магистральных правосторонних сдвигов СЗ простирания (разломы Беринга, Альфа, Стеллера и осевой части Алеутского желоба). Система этих разрывных нарушений в западном направлении вырождается в серию субширотных чешуйчатых надвигов (вееров сжатия) на участке континентального склона Восточной Камчатки между Камчатским заливом и п-овом Озерной. Протяженность этих разрывных нарушений измеряется сотнями километров и они могут рассматриваться в качестве зон возможных очагов сильнейших землетрясений. Второй тип структур - структуры растяжения субмеридионального и ССВ простираний. С развитием этих структур в новейшее время связывается активизация магматических процессов и разрастание дна в южной и западной частях Командорской котловины, а также на прилегающем участке Тихоокеанской плиты.

4. Новейший этап тектонического развития западного сектора Алеутской дуги характеризовался развитием своеобразного аккреционного процесса: наращиванием основания тихоокеанского и берингоморского склонов Командорско-Алеутского хребта за счет приращения крупных тектонических чешуй - фрагментов прилегающих океанических структур (Тихоокеанской плиты и Командорской котловины). Судя по полученным данным, подобные аккреционные процессы, по-видимому, имеют место и на северном участке Курило-Камчатской островной дуги, в районе сочленения структуры глубоководного желоба с возвышенностью Обручева.

5. По данным высокочастотных сейсмоакустических исследований на шельфе Восточной Камчатки установлены последовательности осадочных комплексов, формирование которых связывается с периодами плейстоценовых гляциоэвстатических понижений уровня океана. Наиболее полная последовательность таких комплексов, надстраивающих друг друга по вертикали, установлена на шельфе Кроноцкого залива. Можно полагать, что в случае проведения буровых работ здесь могут быть получены наиболее полные данные по региональной стратиграфии и палеоклиматологии регрессивных стадий плейстоцена, необходимые, в частности, для создания региональной циклограммы гляциоэвстатических колебаний уровня океана.

6. Проведена предварительная оценка средних скоростей погружения шельфа Восточной Камчатки в новейшее время. Скорости погружения характеризуются закономерным возрастанием в СВ направлении. Выявленная закономерность представляется не случайной и, по-видимому, отражает аналогичную направленность в геодинамическом развитии Камчатского сектора островной дуги. Несмотря на предварительный характер проведённых оценок, можно уверенно говорить о том, что отмеченные нисходящие движения на шельфе Восточной Кам-

чатки проявились в плиоцен-четвертичное время, причем наиболее интенсивно - напротив Восточного вулканического пояса и, особенно, - напротив Ключевской группы вулканов. Таким образом, между развитием современного вулканического пояса Камчатки и погружениями в пределах шельфа и континентального склона выявляется не только пространственная, но и временная связь, что свидетельствует о существовании общей геодинамической причины, обусловившей эти два явления.

7. В южной части Командорской котловины установлен крупный центр тектономагматической активности, к которому приурочен подводный вулкан Пийпа. На основе проведенного анализа геолого-геофизических данных можно полагать, что в пределах этого центра и его окрестностях новейшие тектонические движения, магматические и гидротермальные проявления в значительной мере контролируются системой субмеридиональных сбросов, раздвигов и трещин, являющихся следствием растяжения земной коры в южной части Командорской котловины. Развитие современных и новейших структур растяжения здесь носит унаследованный характер и соответствует геодинамическим условиям правостороннего сдвига между структурами западного сектора Алеутской дуги и Командорской котловиной по разлому Беринга.

8. Вершины вулкана Пийпа сложены кислыми породами (андезито-дациты, дациты и дацитовые пемзы). Гипсометрически ниже обнажаются более основные разности пород (андезиты и андезиты-базальты). Состав пород соответствует островодужным комплексам. Вместе с тем, целый ряд геохимических особенностей (повышенная магнезиальность, низкое содержание редкоземельных элементов, характер распределения микроэлементов и вариаций изотопного состава) указывают на «бонинитовую» тенденцию состава магматических проявлений и требуют для своего объяснения привлечения моделей с магматическим источником, отличным от типично островодужного. Это даёт основания предполагать существование в тылу западного сектора Алеутской дуги геодинамической обстановки, приводящей к одновременному проявлению двух различных типов магматизма: островодужного (субдукционного) и бассейнов растяжения. Последний связывается с новейшими и современными процессами разрастания дна южной части Командорской котловины вследствие длительного существования геодинамических условий правостороннего сдвига между Тихоокеанской плитой, западным сектором Алеутской дуги и Командорской котловиной.

9. Наблюдения, проведенные с борта ГОА «Мир» в 22 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», подтвердили сделанное ранее предположение о современной гидротермальной активности подводного вулкана Пийпа. На его вершинах (Северной и Южной) в диапазоне глубин 380 - 650 м были обнаружены многочисленные признаки термопроявлений в виде излияний и просачиваний по трещинам, бактериальных матов, действующих и отмерших гидротермальных построек. Проведенный в Институте вулканологии анализ образцов, отобранных на действующих гидротермальных постройках, позволил установить минеральный состав, геохимические особенности и температурные условия термальной разгрузки в привершинной части вулкана. Гидротермальные постройки Северной вершины вулкана представлены ангидритовыми трубами, а температура поступающего по ним флюида оценена величиной не менее 250-360^oC. Для гидротермальных построек Южной вершины характерен арагонит-кальцитовый состав и, соответственно, предполагаются значительно более низкотемпературные условия термальной разгрузки. Существенные различия условий термальной разгрузки на вершинах вулкана Пийпа свидетельствуют о различных стадиях развития гидротермальных процессов и подтверждают сделанный ранее по геофизическим и геологическим данным вывод о более молодом возрасте Северной вершины вулкана, по сравнению с Южной.

10. Вершины вулкана Пийпа находятся на сравнительно небольших глубинах, при которых не исключена возможность подводных взрывных извержений, представляющих непосредственную опасность для судоходства и рыболовства в этом районе и дополнительную цунами опасность для побережья северо-восточной Камчатки и Командорских о-вов. В связи с этим оценка стадии активности этого вулкана представляет не только научный, но и практический интерес.

11. Судя по структуре аномального магнитного поля и рельефу дна, юго-западный склон возвышенности Обручева контролируется древней (по-видимому, раннекайнозойской) зоной тектонических нарушений, пространственное положение которой соответствует северо-

западному окончанию Императорского разлома. Структурные особенности привершинной части возвышенности Обручева дают основания предполагать левосторонний характер смещений по упомянутой выше зоне тектонических нарушений, что, судя по относительному расположению линейных магнитных аномалий северной части Тихого океана, соответствует характеру смещений по Императорскому разлому в позднем мезозое - раннем кайнозое. При этом возвышенность Обручева, по-видимому, соответствует сохранившемуся фрагменту литосферной плиты Кула, имеющему здесь возраст от верхнемелового - напротив Камчатского залива, до палеоценового - к югу от центрального сектора Алеутской дуги.

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.

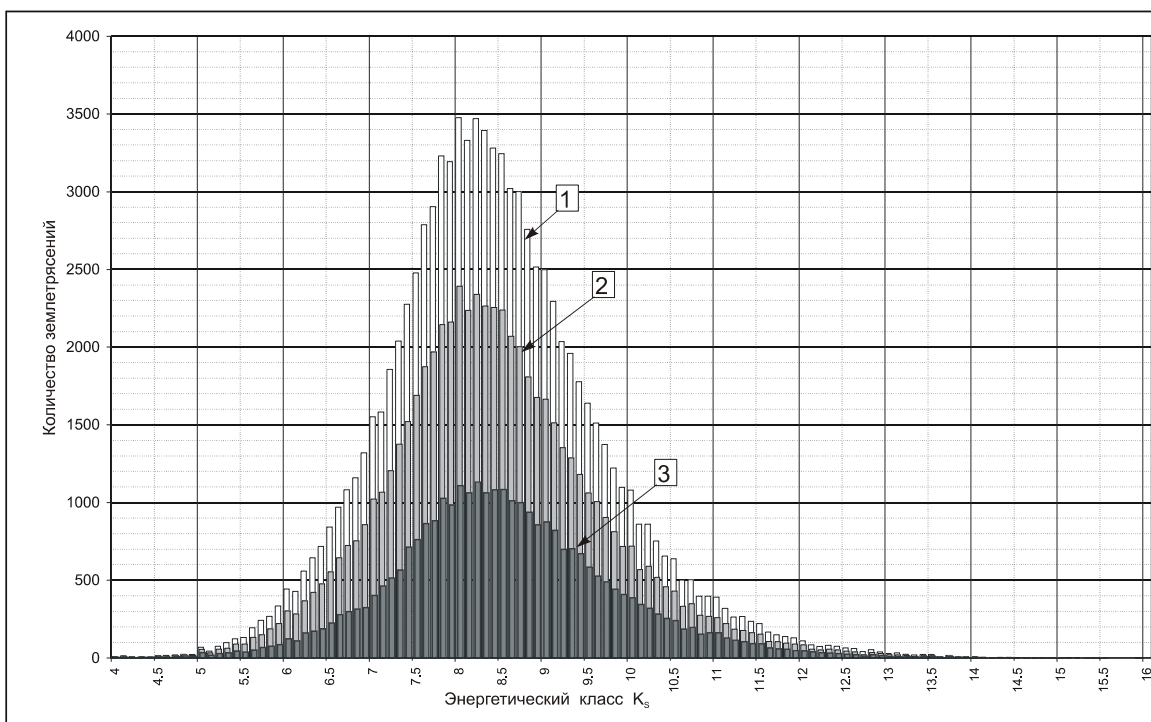


Рис. 2.1. Диаграмма распределения землетрясений камчатского регионального каталога за 1962-2004 гг. по энергетическим классам.

1 - все землетрясения каталога; 2, 3 - землетрясения, гипоцентры которых определены с точностью ± 10 км (2) и с точностью ± 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 ± 10 км (диаграмма 2) и ± 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 ± 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.

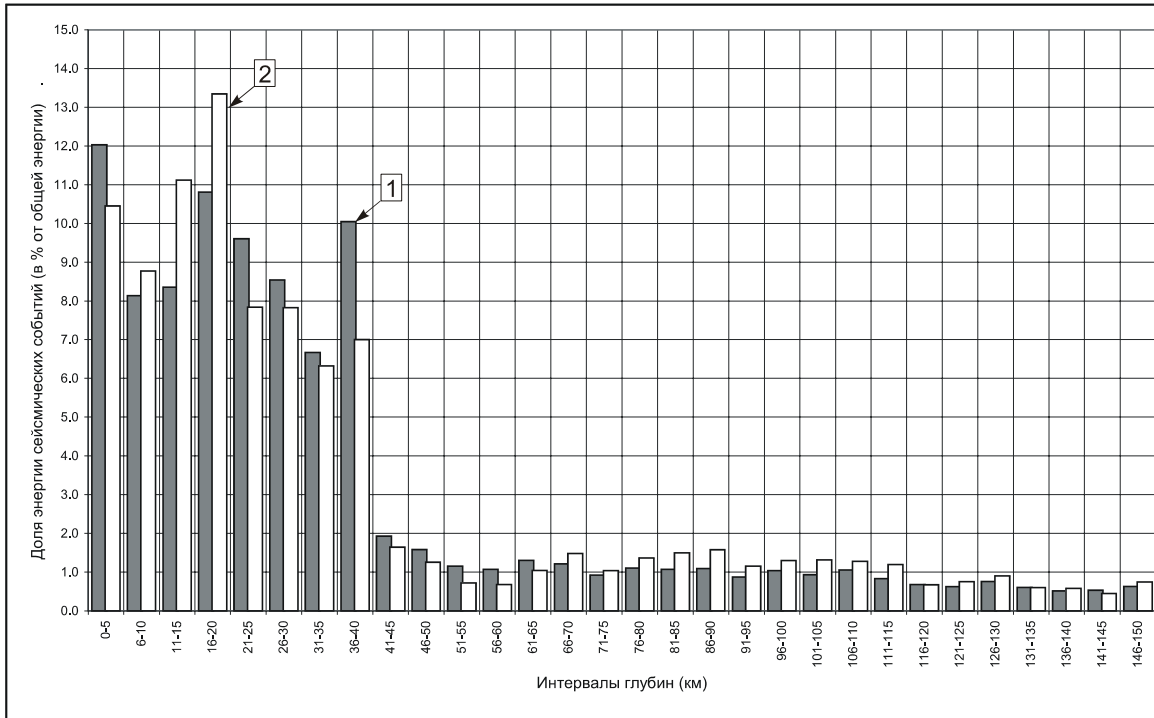


Рис. 2.2. Диаграмма распределения по интервалам глубин энергии слабых ($8 < K_s < 10$) землетрясений, определенных с точностью ± 10 км (1) и ± 5 км (2).

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 вкост 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 ≤ 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.

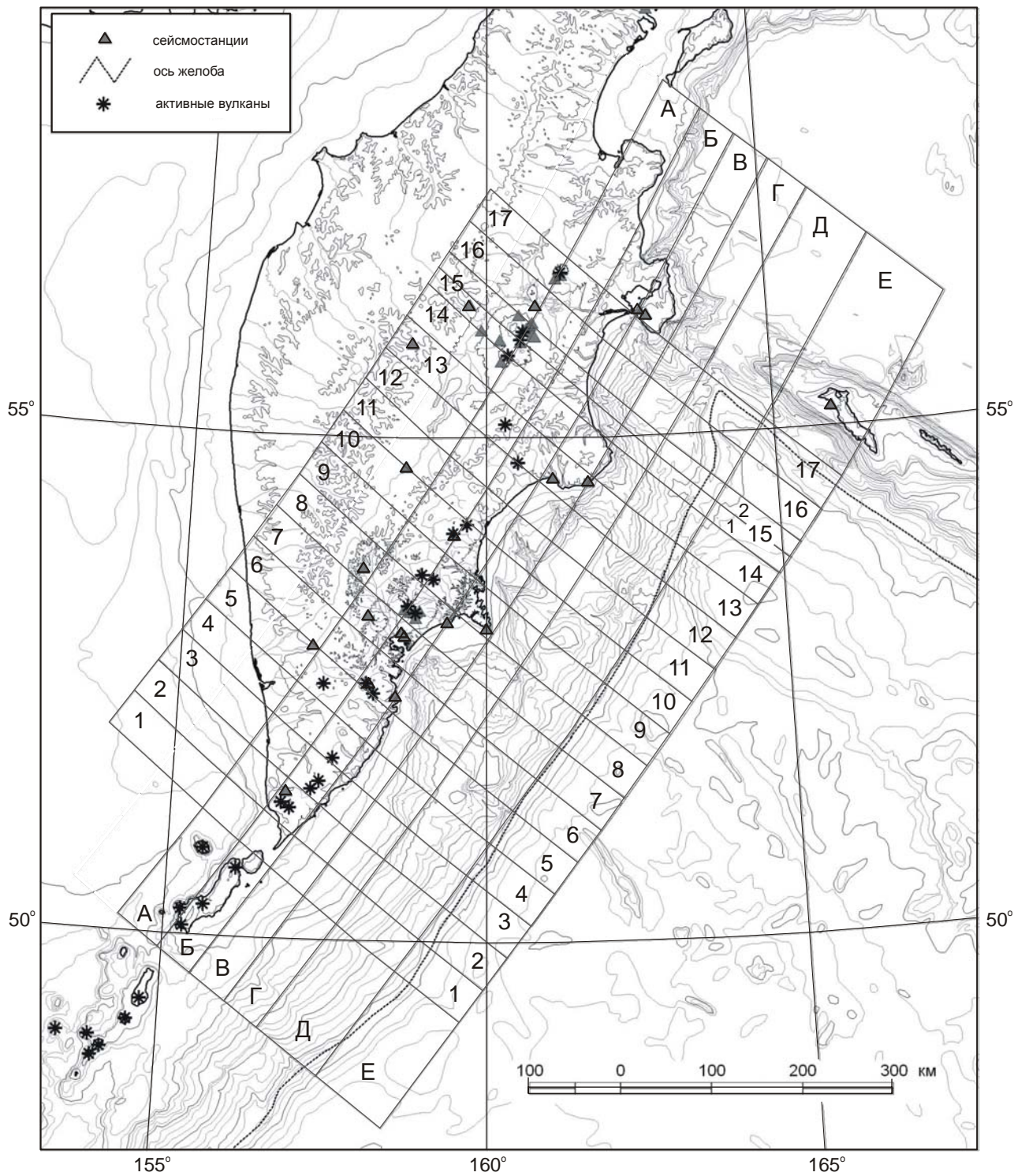


Рис. 2.3. Схема расположения секторов.

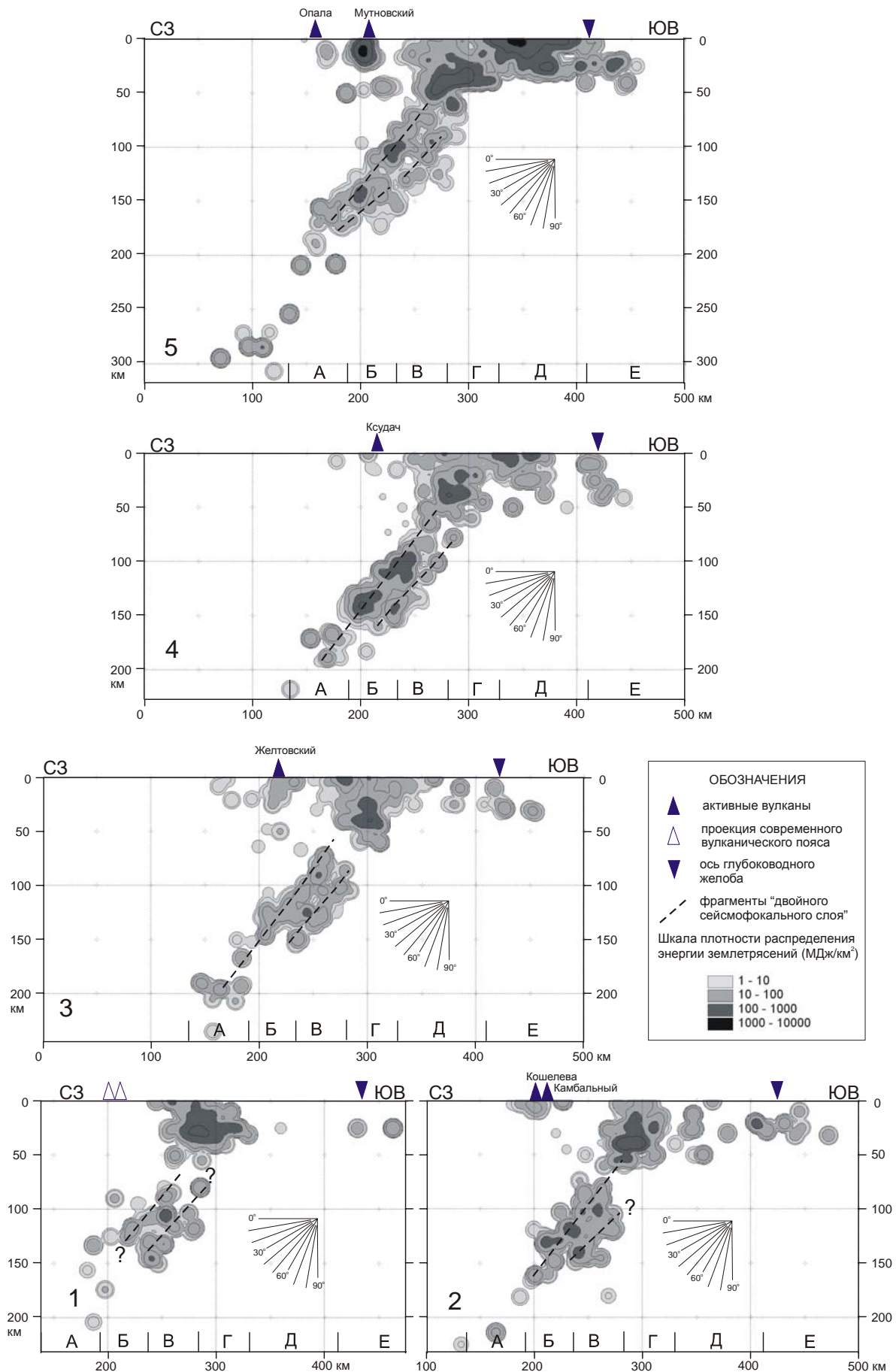


Рис. 2.4. Разрезы плотности распределения энергии слабых ($8 < K_S < 10$) землетрясений по поперечным секторам 1-5. Расположение секторов см. на рис. 2.3.

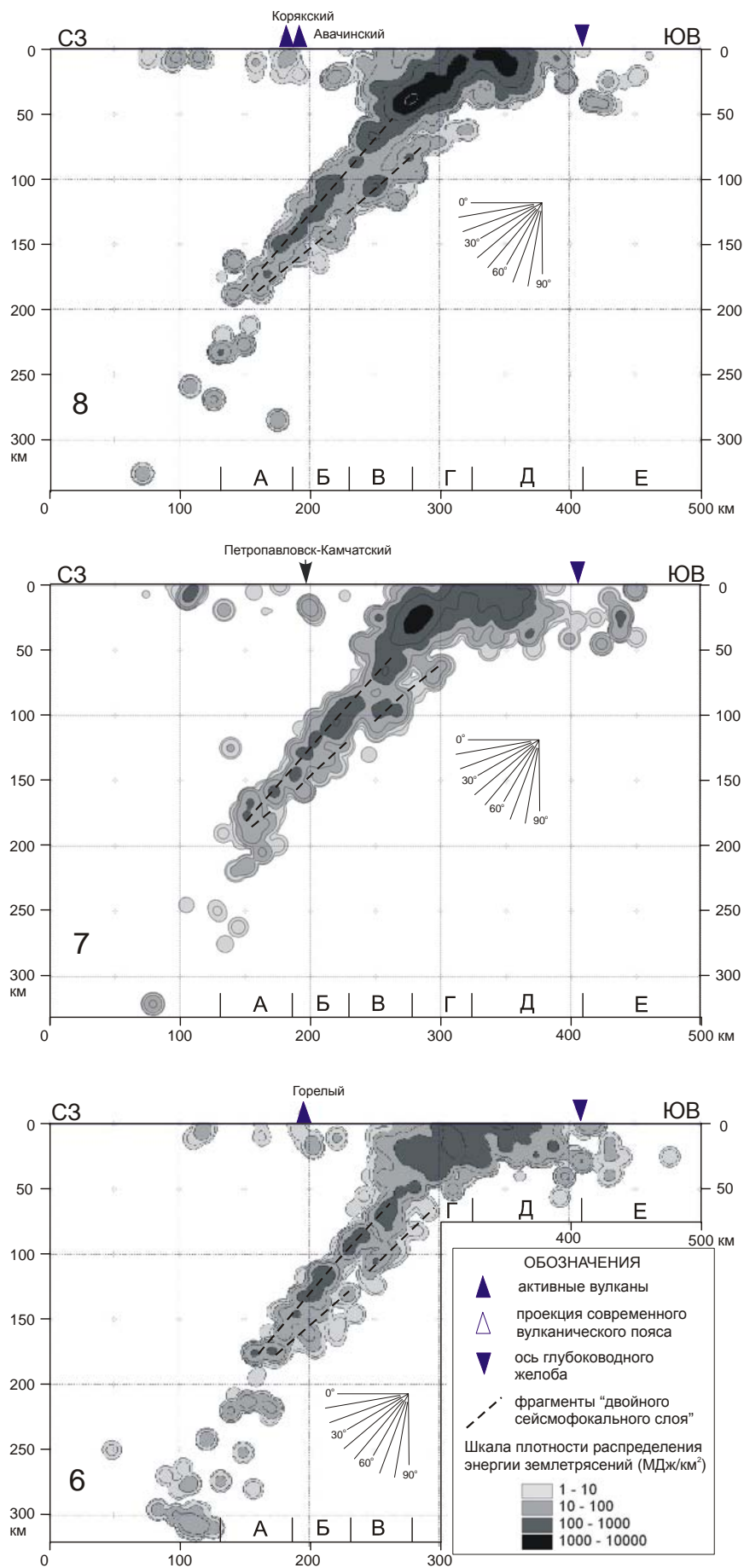


Рис. 2.5. Разрезы плотности распределения энергии слабых ($8 < K_s < 10$) землетрясений по поперечным секторам 6-8. Расположение секторов см. на рис. 2.3.

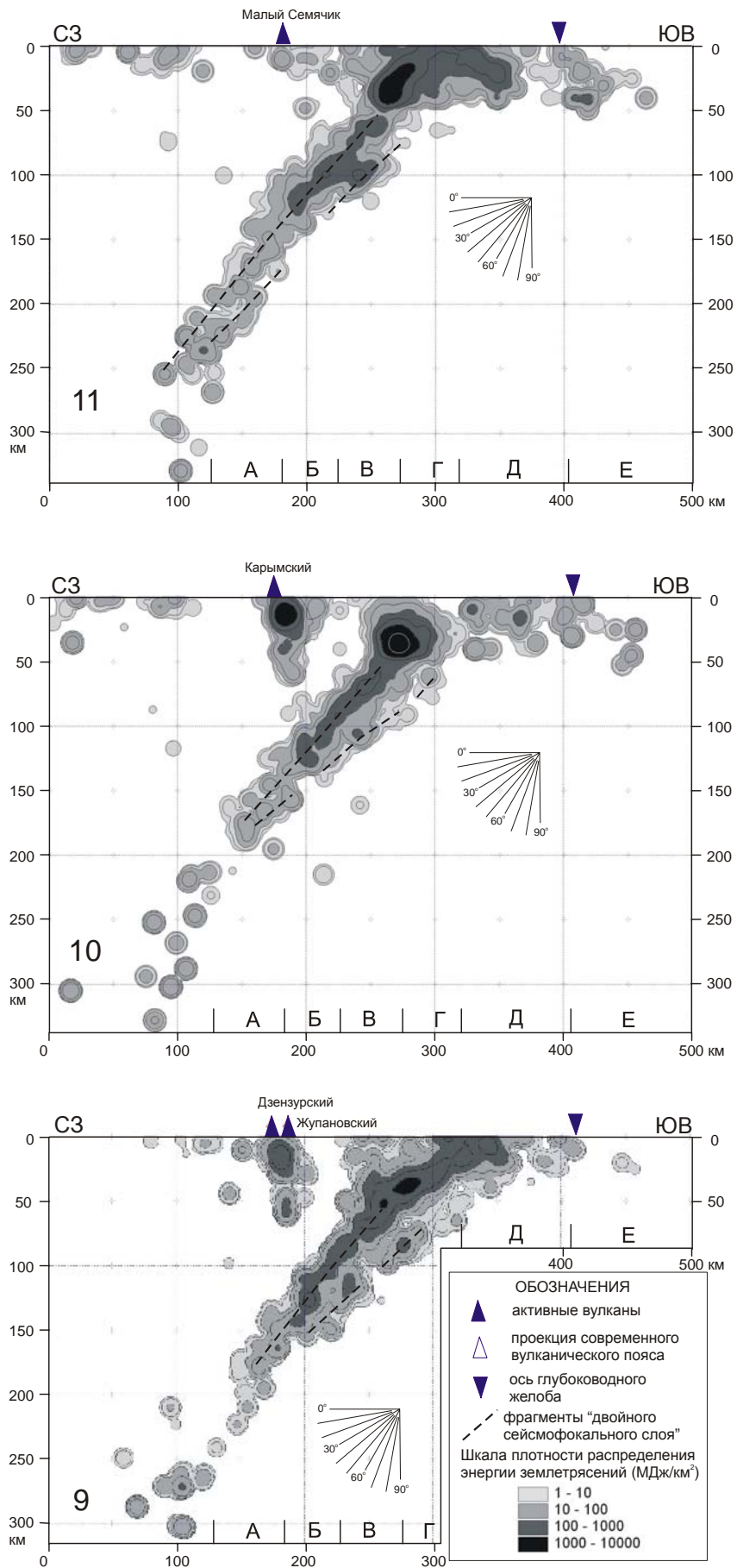


Рис. 2.6. Разрезы плотности распределения энергии слабых ($8 < K_s < 10$) землетрясений по поперечным секторам 9-11. Расположение секторов см. на рис. 2.3.

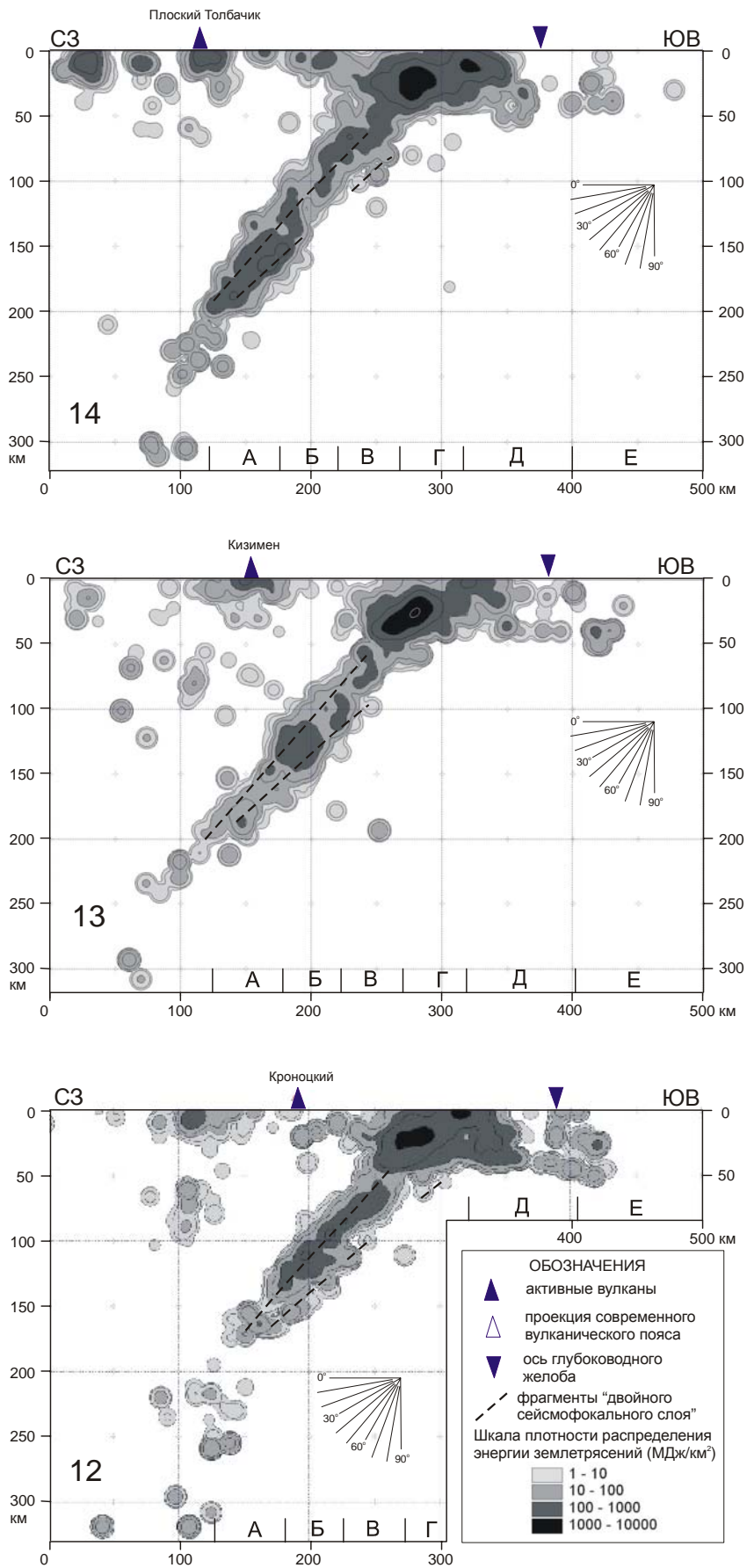


Рис. 2.7. Разрезы плотности распределения энергии слабых ($8 < K_S < 10$) землетрясений по поперечным секторам 12-14. Расположение секторов см. на рис. 2.3.

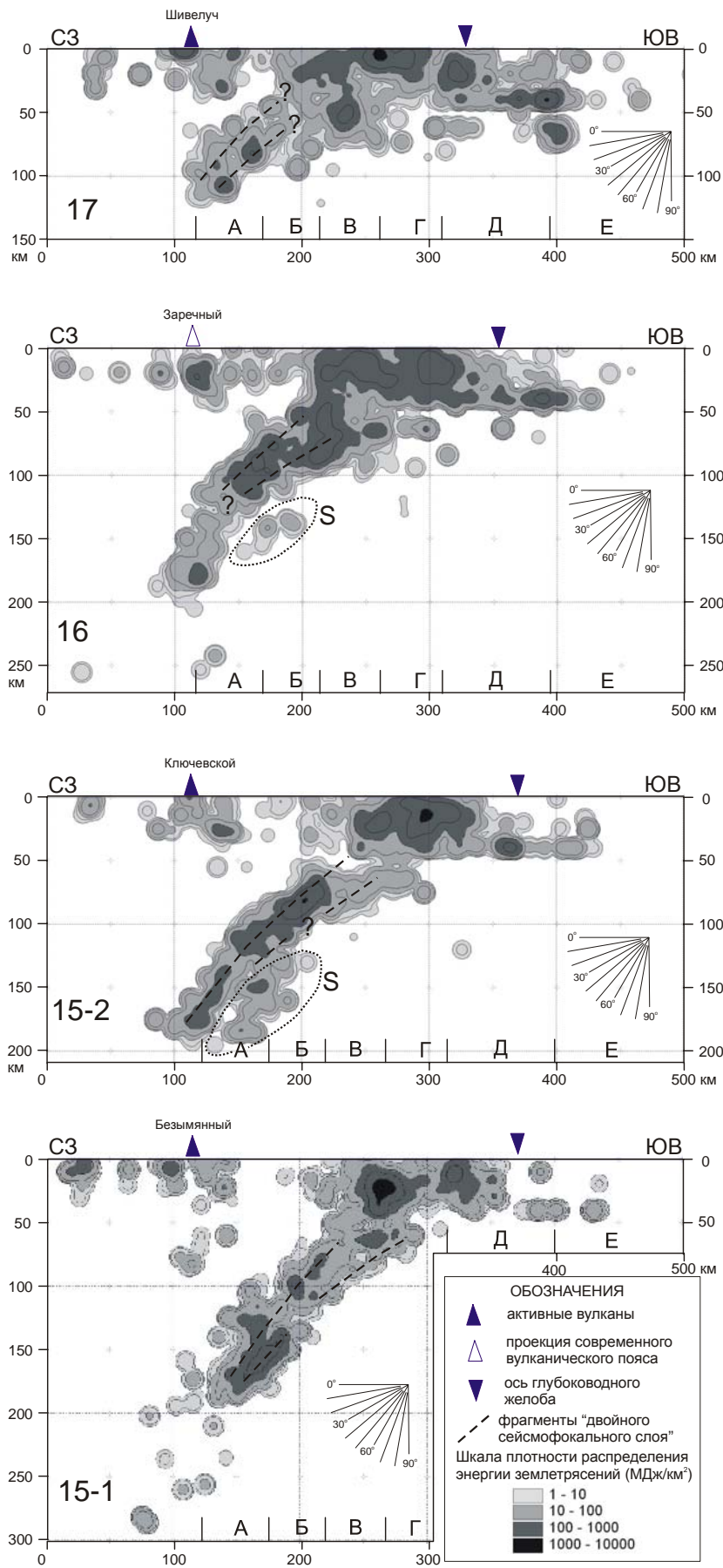


Рис. 2.8. Разрезы плотности распределения энергии слабых ($8 < K_S < 10$) землетрясений по поперечным секторам 15-17. Расположение секторов см. на рис. 2.3.

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.

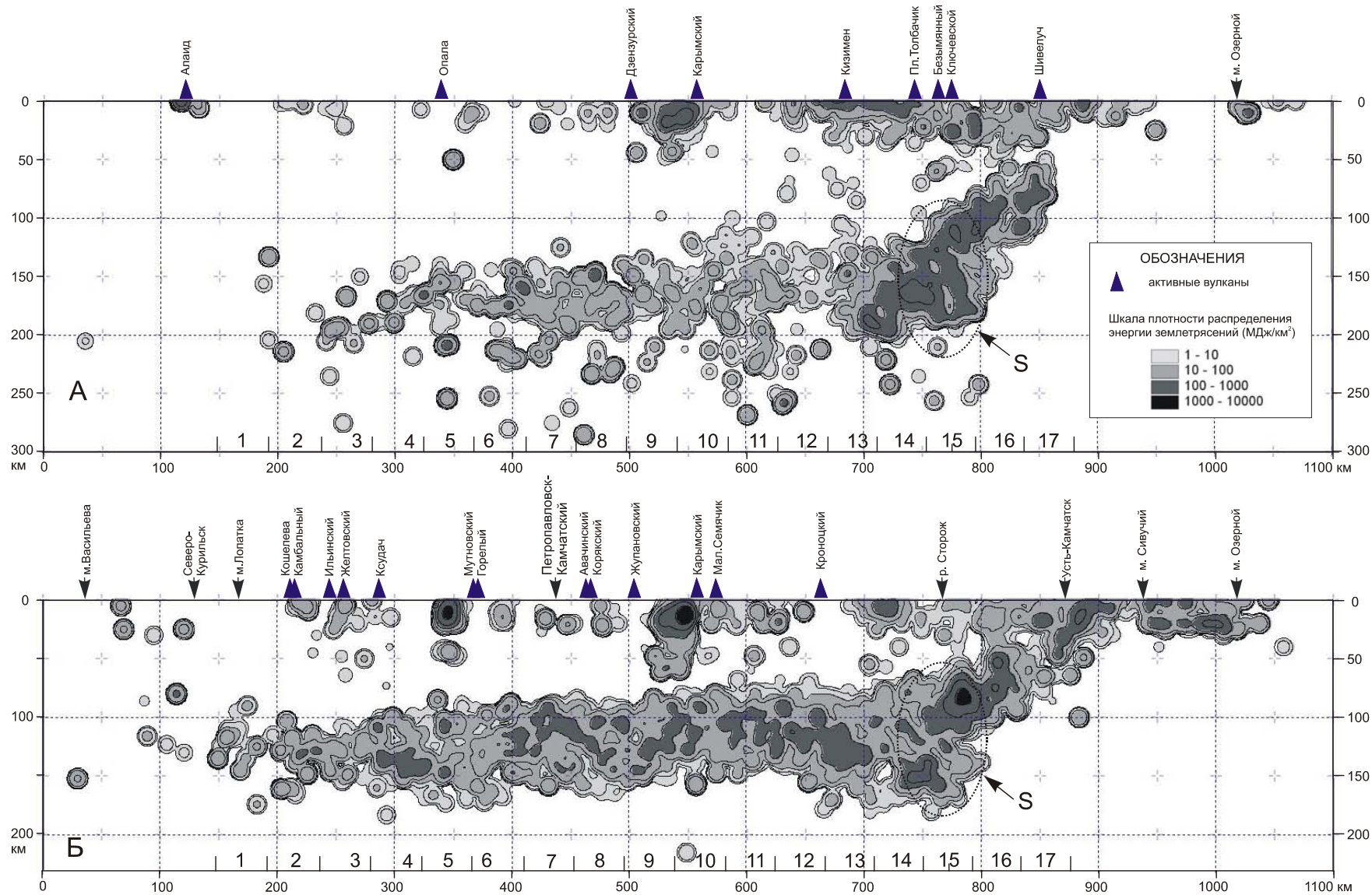


Рис. 2.9. Разрезы плотности распределения энергии слабых ($8 < K_S < 10$) землетрясений по продольным секторам А, Б. Расположение секторов см. на рис. 2.3.

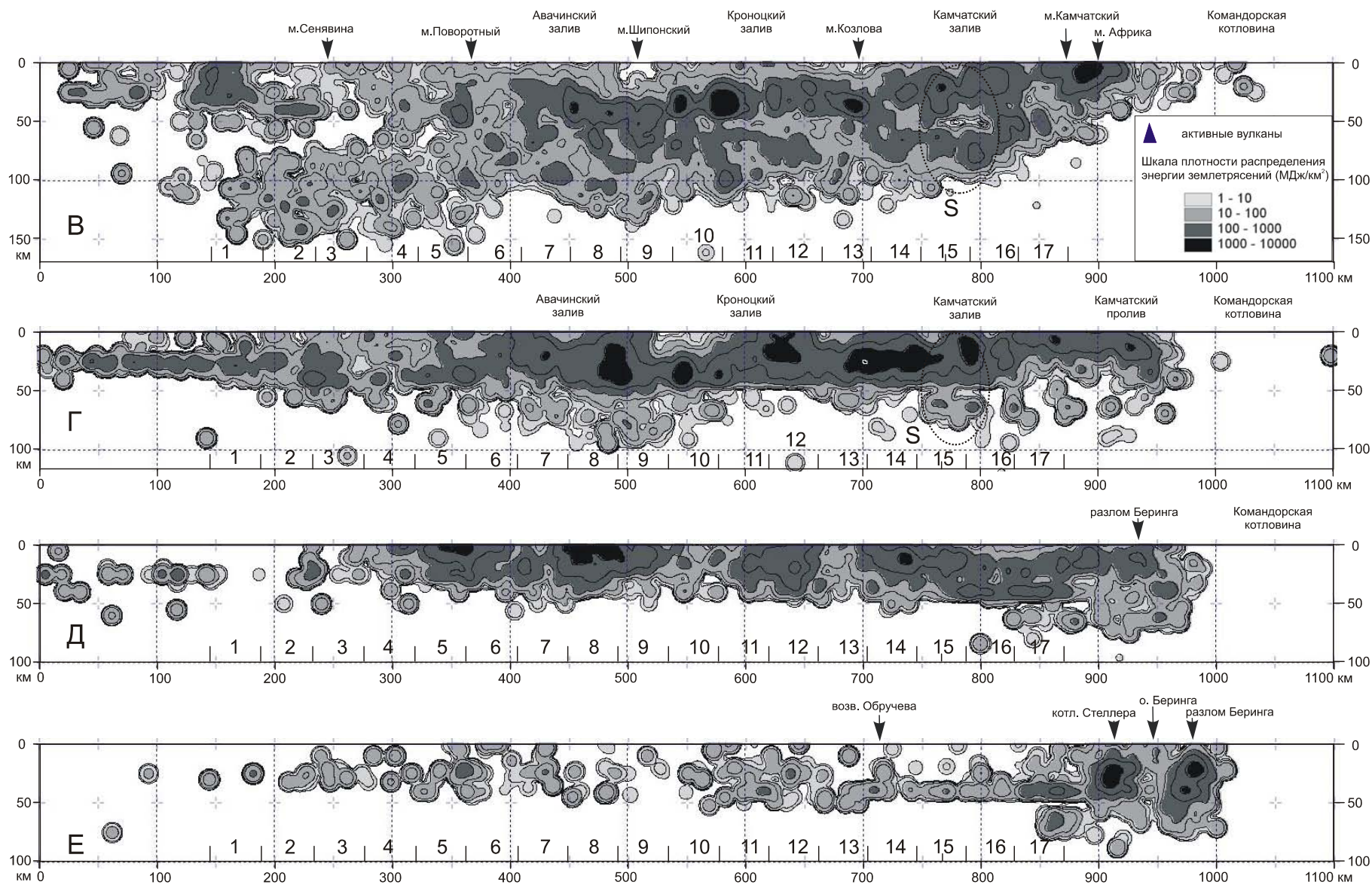


Рис. 2.10. Разрезы плотности распределения энергии слабых ($8 < K_S < 10$) землетрясений по продольным секторам В-Е. Положение секторов см. на рис. 2.3.

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° , то для северного участка в указанном диапазоне глубин величина наклона не превышает 40° . При достижении глубины 120 км сейсмофокальный слой испытывает излом, после которого его наклон увеличивается примерно до 50° . 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.

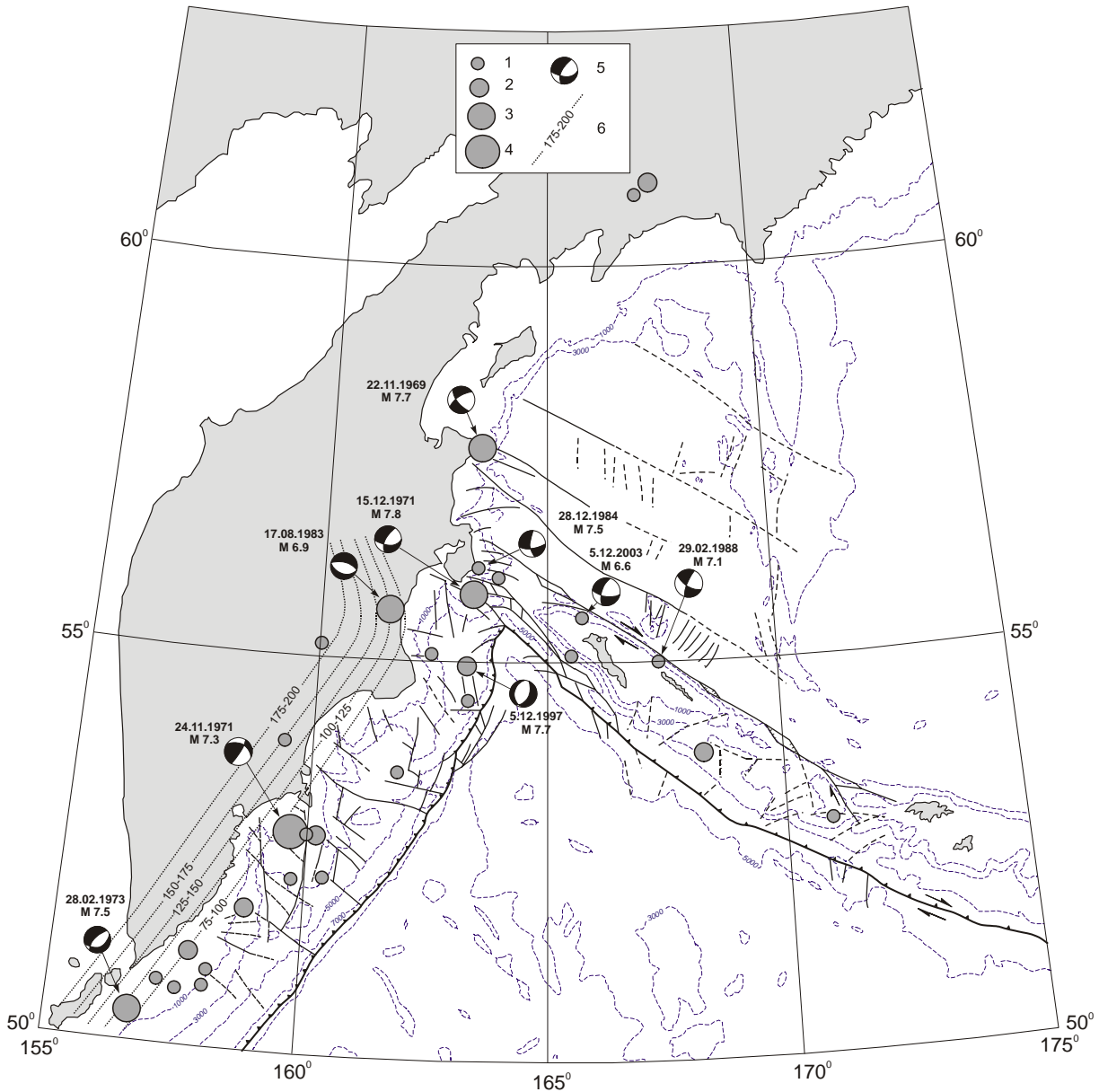


Рис. 2.11. Сильнейшие землетрясения региона ($K_s \geq 14$) за период 1962-2007 гг.

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.

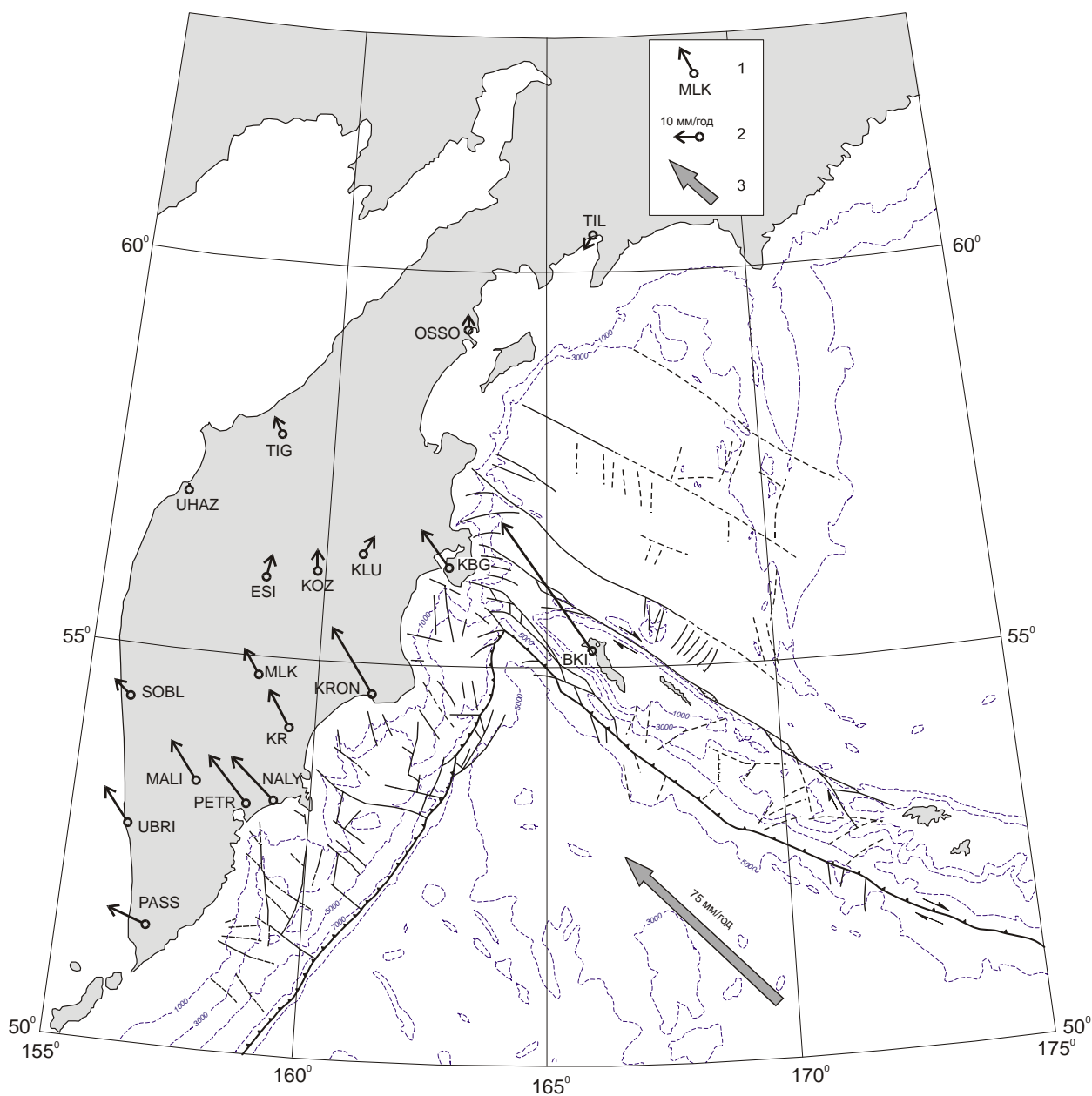


Рис. 2.12. Современные движения земной коры в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг.

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).

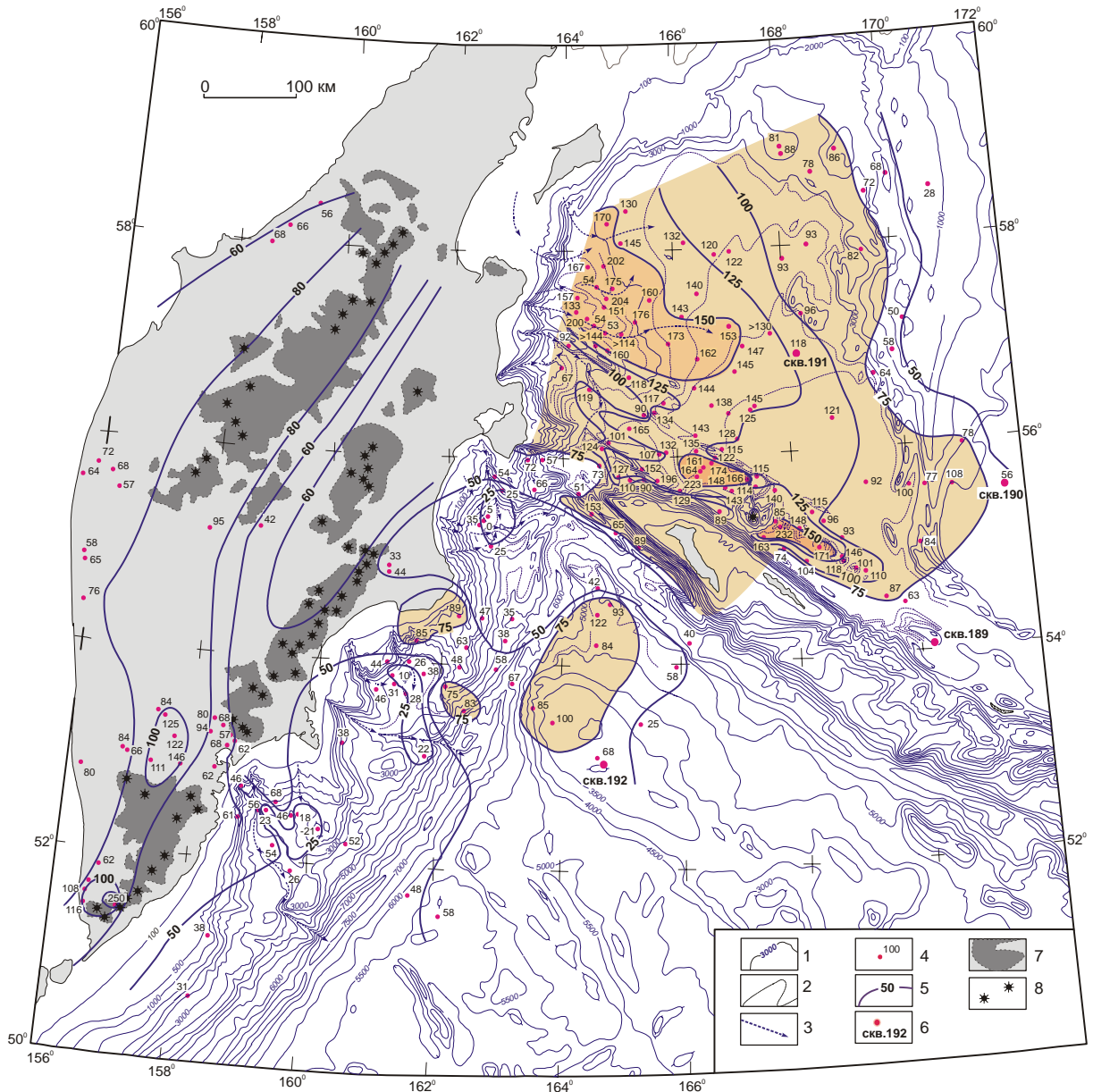


Рис.2.13. Схема измеренных значений теплового потока акваторий Камчатско - Командорского региона.

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 (мВт/м^2); 5 - изолинии измеренных значений теплового потока (мВт/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 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 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 мВт/м^2 составляет не менее $15\,000 \text{ км}^2$, а со значениями более 175 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 мВт/м^2), а около 70% её площади характеризуется значениями более 100 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 олигоцене-миоцене 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/м² (*Parsons, Sclater, 1977*), даже если пренебречь влиянием осадконакопления. Полученные здесь значения порядка 75-100 мВт/м² 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 сейсмопрофилеирования. 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.

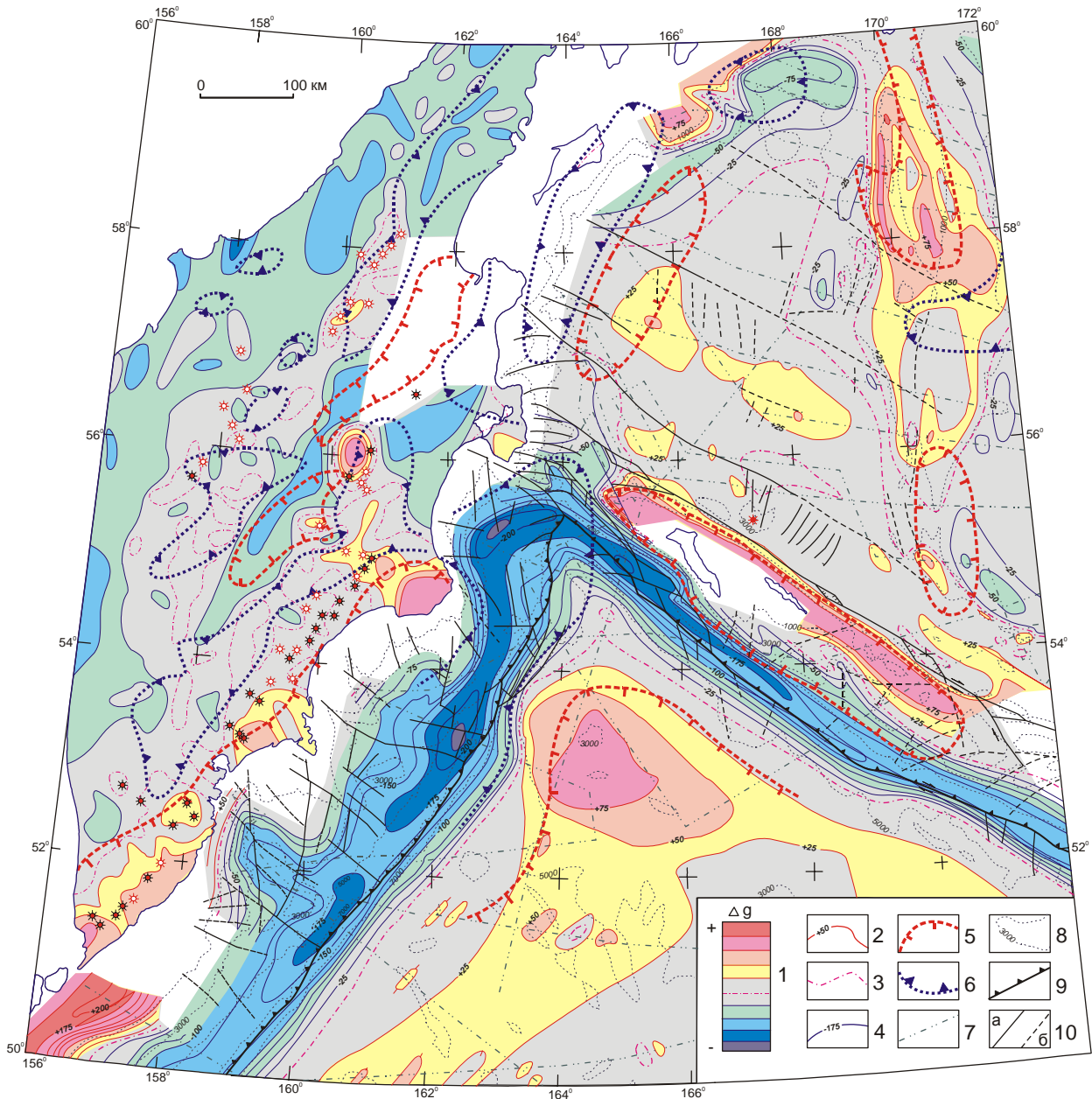


Рис. 2.14. Схема аномалий гравитационного поля.

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 линеаменты 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» линеаменты 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 линеаменами 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 брешы», 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.



Глава 3

ГЕОДИНАМИКА И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

3.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Важнейшей особенностью новейшего этапа тектонического развития Камчатки является существенная перестройка её вулканических поясов. В олигоцене-миocene северная ветвь вулканического пояса Курило-Камчатской островной дуги была расположена в районе Срединного хребта. В плиоцен-четвертичное время восточнее этого пояса возник ещё один. Произошло последовательное заложение сначала Восточного вулканического пояса, затем Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч. Этому событию на Камчатке предшествовали орогенические движения, формирование поверхностей выравнивания и последующие крупномасштабные излияния платобазальтов (*Геология СССР...*, 1964; *Святловский*, 1967; *Эрлих*, 1973; *Мелекесцев и др.*, 1974). Вулканическая активность в районе Срединного хребта на протяжении плиоцен-четвертичного времени постепенно затухала, хотя отдельные вулканические центры здесь сохранили свою активность до настоящего времени.

Такое развитие событий в новейшей истории Камчатки многие исследователи связывают с последовательным смещением структурно-фациальных зон северного участка Курило-Камчатской островной дуги в восточном направлении, в сторону Тихого океана (*Авдейко и др.*, 1974; 2002; *Леглер*, 1977; *Лебедев и др.*, 1979; *Апрелков, Ежов*, 1980). При этом предполагается, что синхронно со смещением на восток вулканического пояса, происходило адекватное смещение структуры глубоководного желоба и зоны субдукции. Так, по представлениям В.А. Леглера, заложение современной структуры Курило-Камчатского глубоководного желоба напротив Восточной Камчатки произошло в плиоцен-четвертичное время, при этом структура глубоководного желоба (и, соответственно, зона субдукции) дискретно сместилась от своего прежнего положения (в районе Восточно-Камчатского прогиба) примерно на 150 км к востоку и отсекала фрагмент Тихоокеанской плиты, включив его в состав континентального склона Восточной Камчатки.

Подобные представления о позднекайнозойской истории развития Камчатки вызывают вполне обоснованные возражения оппонентов. Действительно, в рамках предложенной В.А. Леглером концепции трудно объяснить, например, раннекайнозойский островодужный магматизм в зоне восточных полуостровов Камчатки, на что справедливо указывают авторы работы (*Очерки...*, 1987). Островодужные раннекайнозойские магматические породы, как отмечалось в гл.1, обнажаются и в каньонах Кроноцкого залива, что также не соответствует упомянутым выше представлениям.

Определённые сомнения вызывает принципиальная возможность образования новой зоны субдукции на однородной океанической плите, тем более в непосредственной близости от уже существующей. Такое неординарное событие не всегда происходит даже при коллизионном взаимодействии литосферных плит. Так, например, за десятки миллионов лет коллизионного взаимодействия Индийской и Евразийской плит к югу от Индии так и не заложилась новая зона субдукции. По-видимому, конвергентные границы вообще не могут образовываться на ненарушенных участках литосферы, и лишь в исключительных случаях развиваются по ранее ослабленным её участкам, т.е. при своём заложении наследуют более древние трансформные и конвергентные границы литосферных плит.

Здесь мы попытаемся обосновать несколько иные представления на причину позднекайнозойской миграции вулканических поясов Камчатки, не прибегая к столь проблематичному явлению, как заложение новой зоны субдукции.

В предыдущей главе было показано, что смещение к западу зоны современного вулканизма, сейсмофокальной зоны и гравитационного минимума в пределах северного окончания Курило-Камчатской островной дуги коррелируется с геотермической неоднородностью приле-

гающего участка Тихоокеанской плиты и соответствует представлениям о существовании здесь более пологой зоны субдукции, чем на расположенных южнее участках. Это явление связывается нами с более молодым возрастом и термодинамической активизацией прилегающего к Алеутскому желобу участка Тихоокеанской литосферной плиты вследствие локальных проявлений новейшей тектоно-магматической активности в правосторонней сдвиговой зоне, ориентированной вдоль западного сектора Алеутской островной дуги. По-видимому, в олигоцен-миоценовое время, соответствующее начальному этапу развития сдвиговой зоны (западного сектора Алеутской дуги), дислокации этой сдвиговой зоны и, соответственно, процессы термодинамической активизации литосферы проявлялись в более широкой полосе и развивались более интенсивно. Для таких предположений есть определённые основания.

Действительно, сдвиговые зоны, как показывают результаты экспериментов на моделях (Гзовский, 1975; Шерман, 1977; 1983; и др.) и натуральных наблюдений (Лукьянов, 1965; Уткин, 1980; 1989; Расцветаев, 1987), подчиняются вполне определёнными закономерностями развития и характеризуются комплексом парагенетически связанных структур, соотношение которых не остаётся постоянным на различных этапах этого развития. На начальном этапе развития сдвиговой зоны, в достаточно широкой полосе формируется система не связанных друг с другом трещин растяжения, образующих кулисный ряд, которые в ходе дальнейшего развития деформируются и соединяются трещинами сдвигового типа различной протяженности. На заключительном этапе последовательность сдвиговых трещин соединяется и формируется единый магистральный разрыв (сдвиг), на крыльях которого развиваются сравнительно непротяженные вторичные структуры растяжения и сжатия. Важно отметить, что в процессе развития сдвиговой зоны её ширина не остаётся постоянной: «широкая» зона дислокаций растяжения начального этапа постепенно сменяется «узкой» зоной магистрального разрыва.

Как было показано ранее, западный сектор Алеутской островной дуги и его окрестности характеризуются сочетанием протяженных магистральных сдвигов СЗ простирания (разломы Беринга, Альфа, Стеллера, Алеутского желоба) и парагенетически связанных с ними, сравнительно непротяженных субмеридиональных структур растяжения и субширотных структур сжатия, имеющих подчинённое значение. Эти признаки свидетельствуют о том, что процесс формирования сдвиговой зоны здесь близок к своему завершению. В связи с этим представляется, что предшествующие этапы развития этой сдвиговой зоны отличались от современного более крупномасштабными проявлениями структур растяжения и связанной с ними тектоно-магматической активности. Каковы же могли быть масштабы этих проявлений на начальном этапе развития этой сдвиговой зоны?

Ответ на этот вопрос можно получить, обратив внимание на противоположную, северо-восточную окраину Тихого океана. Здесь наблюдается определённое сходство геодинамических условий взаимодействия крупнейших структур региона: Тихоокеанской и Североамериканской плит. Их относительное перемещение здесь также соответствует правостороннему сдвигу, но реализуется различным образом.

В районе Калифорнии, как и в западном секторе Алеутской дуги, трансформная граница литосферных плит представлена сложно построенной зоной сдвиговых дислокаций, в которой преобладают магистральные правосторонние сдвиги северо-западного простирания (зона разломов Сан-Андреас и др.) и парагенетически связанные с ними сравнительно непротяженные структуры растяжения ССВ ориентации (грабены Калифорнийского залива и др.) с признаками проявлений новейшей и современной тектономагматической активности (Normark et al., 1987). Подобные признаки, как отмечалось, характерны для заключительного этапа развития сдвиговых зон.

Однако к северу от Калифорнии (между 40 и 52 градусами с.ш.) картина существенно иная. Относительное перемещение Тихоокеанской и Североамериканской плит здесь реализуется путём раскрытия крупных (протяженностью до 500 км) кулисно расположенных структур растяжения. Это современные спрединговые хребты Горда, Хуан де Фука и Эксплорер (Clague and Holmes, 1987), которые по своему расположению и ориентации весьма напоминают кулисный ряд трещин растяжения в опытах М.В. Гзовского (1975) по моделированию сдвиговых зон. При этом ориентация упомянутых структур соответствует правосторонней сдвиговой зоне, а ширина новообразованного в этих спрединговых хребтах участка литосферы (судя по расположению магнитных аномалий аналогичной ориентации) достигает 700-800 км. Представляется, что на основании данного примера можно судить о масштабах проявления тектоно-магматической активности на начальном этапе развития сдвиговых зон, в том числе и западно-

го сектора Алеутской дуги. Здесь этот этап развития предшествовал новейшему и соответствовал, по-видимому, олигоцен-миоценовому времени.

В соответствии с изложенным, есть основания полагать, что в олигоцене-миоцене на месте западного сектора Алеутской островной дуги существовала система крупных структур растяжения, напоминающая современную систему спрединговых хребтов к северу от Калифорнии и соответствующая начальному этапу развития правосторонней сдвиговой зоны. При этом ширина участка новообразованной или термодинамически активизированной магматическими процессами литосферы, по аналогии с рассмотренными выше примерами, могла достигать нескольких сотен километров, и занимала обширные районы напротив Восточной Камчатки, по-видимому, от широты Авачинского залива на юге, до о. Карагинский на севере.

В процессе дальнейшего развития сдвиговой зоны, по-видимому, в верхнем миоцене, сформировались протяженные магистральные структуры (сдвиги) СЗ простирания, «отрезавшие» Командорскую котловину от Тихоокеанской плиты. Вследствие этого, масштабы проявления структур растяжения заметно ослабли и зоны их развития в плиоцен-четвертичное время сосредоточились в окрестностях упомянутых магистральных структур. С заложением этих магистральных структур связано и «отмирание» зоны субдукции по западному обрамлению Командорской котловины. При этом проявления островодужного магматизма на севере Камчатки продолжались до четвертичного времени, что связано, вероятнее всего, с высокой инерционностью субдукционных магматических процессов.

Развитие сдвиговой зоны в районе западного сектора Алеутской островной дуги оказало глубокое влияние на эволюцию камчатской зоны субдукции и обусловило важные особенности кайнозойской истории развития Камчатки, в том числе и новейшего её этапа.

На начальном этапе развития «алеутской» зоны сдвиговых дислокаций в камчатской зоне субдукции стала поглощаться молодая или активизированная магматическими процессами литосфера. Это привело к развитию под Камчаткой в олигоцен-миоценовое время пологой зоны субдукции и соответствующему смещению пояса островодужного магматизма от его начального положения, в районе Восточной Камчатки, в западном направлении, в район Срединного хребта. В тектонике литосферных плит пологая зона субдукции соответствует геодинамическому режиму активной континентальной окраины, что ассоциируется с развитием орогенических движений. Для территории Камчатки олигоцен-миоценовое время действительно характеризовалось преобладанием восходящих движений и развитием не менее трёх эпизодов складчатости (*Геология СССР, 1964; Очерки..., 1987*). Судя по широкому развитию абразионных террас (базовых поверхностей выравнивания), аналогичные тектонические условия, по-видимому, преобладали до плиоцен-четвертичного времени и на акваториях заливов Восточной Камчатки.

С развитием магистральных структур западного сектора Алеутской дуги, масштабы проявления тектономагматических процессов и ширина термодинамически активизированного участка Тихоокеанской плиты напротив Восточной Камчатки резко сократились, и это не могло не отразиться на камчатской зоне субдукции. Поглощение более «холодной» литосферы неизбежно вело к увеличению её наклона и соответствующему смещению пояса островодужного магматизма в восточном направлении (из района Срединного хребта к его современному положению).

Однако этот процесс проявился по простиранию камчатской зоны субдукции не везде одинаково. В окрестностях магистральных структур Алеутской дуги тектономагматические процессы в новейшее время полностью не прекратились. Кроме того, участок литосферной плиты, заключенный между Алеутским желобом и продолжением Императорского разлома, изначально отличался более молодым возрастом и, соответственно, меньшей плотностью от участков Тихоокеанской плиты, расположенных южнее. Поэтому северный участок камчатской зоны субдукции (севернее Кроноцкого п-ова) увеличил свою крутизну на несколько меньшую величину, чем расположенные южнее участки. Это нашло отражение в обсуждавшемся ранее относительном отклонении к западу вулканического пояса (Ключевской группы вулканов относительно Восточного вулканического пояса), сейсмофокальной зоны и гравитационного минимума.

Новейшая эволюция камчатской зоны субдукции привела не только к перестройке вулканических поясов Камчатки. По-видимому, именно с увеличением её крутизны связаны рассмотренные ранее крупномасштабные погружения базовых поверхностей выравнивания на акваториях заливов Восточной Камчатки. Действительно, переход от «пологой» зоны субдукции к «крутой» должен сопровождаться значительным понижением ее гипсометрического уровня и

соответствующим понижением гипсометрического уровня нависающего над зоной субдукции участка литосферной плиты. Эти нисходящие движения должны были максимально проявиться над зоной механического контакта между нависающей и погружающейся литосферными плитами, восточнее «астеносферного клина», т.е. в районе современного шельфа и континентального склона Восточной Камчатки. Таким образом, наиболее вероятной причиной новейших крупномасштабных погружений шельфа и континентального склона, расположенных напротив Восточного вулканического пояса Камчатки, является, по-видимому, изменение геодинамического режима субдукции,

Увеличение наклона зоны субдукции могло стать причиной и других явлений, характерных для новейшего этапа тектонического развития Камчатки. Действительно, из рассмотренной выше схемы следует, что увеличение наклона зоны субдукции ведёт к «дефициту вещества» под нависающей плитой и требует значительных перемещений астеносферных масс. Такие перемещения, очевидно, должны сопровождаться нарушением существовавших в астеносфере термодинамических условий, проникновением более глубинных и высокотемпературных астеносферных масс к подошве нависающей литосферной плиты, их разуплотнением вследствие снижения статического давления и образованием магм. В свою очередь, появление высокотемпературных разуплотнённых астеносферных масс под нависающей литосферной плитой должно было привести, во-первых, к дифференцированным вертикальным движениям различающихся по плотности литосферных блоков в соответствии с изменившимися условиями их плавучести, во-вторых - к активизации магматических процессов. Контрастные блоковые движения и крупномасштабные проявления ареального базальтового вулканизма на территории Камчатки, как известно, являются характерной чертой её новейшей тектоники.

Выше отмечалось, что поглощение в камчатской зоне субдукции термодинамически разнородных литосферных блоков должно было привести к развитию по границе этих блоков поперечной к островной дуге литосферной структуры, напоминающей очень короткий трансформный разлом (трансформное сочленение) типа дуга-дуга, по кинематике соответствующий, в данном случае, левостороннему сдвигу. Положение этого сочленения, вероятнее всего, контролировалось ближайшими к границе блоков ослабленными зонами, в частности - древними зонами трансформных разломов СЗ простирания, характерными для прикамчатского участка Тихоокеанской литосферной плиты.

В настоящее время эта поперечная литосферная структура расположена в районе Кроноцкого п-ова. Однако на начальном, олигоценовом этапе развития алеутской зоны сдвиговых дислокаций, граница разнородных литосферных блоков и левостороннее трансформное сочленение находились значительно южнее, вероятно, на широте южной части Авачинского залива. Система субширотных разломов Южной Камчатки (*Ермаков и др., 1974*) в этом случае могла составлять комплекс структур, парагенетически связанных с левосторонней сдвиговой зоной, и развивавшихся, аналогично разломам Кроноцко-Крутогоровской зоны, по схеме сбросо-сдвигов. По мере уменьшения ширины участка активизированной литосферы, поглощаемого в камчатской зоне субдукции, левостороннее трансформное сочленение смещалось на север, что происходило, по-видимому, дискретно, в соответствии с распределением ослабленных зон на Тихоокеанской плите, и сопровождалось развитием на Камчатке зон поперечных дислокаций.

Важно подчеркнуть, что упомянутое левостороннее трансформное сочленение разделяло Курило-Камчатскую островодужную систему на две части (северную и южную), которые отличались не только различным расположением поясов островодужного магматизма, но и различным геодинамическим режимом.

В нижнем-среднем миоцене в курильско-южнокамчатской зоне субдукции (судя по тенденциям в расположении линейных магнитных аномалий) начала поглощаться литосфера с возрастом более 40-50 млн. лет. Субдукция литосферы такого возраста соответствует геодинамическому режиму островной дуги, т.е. должна сопровождаться развитием деструктивных процессов и формированием глубоководных котловин растяжения в тыловой зоне (*Molnar, Atwater, 1978*).

Действительно, в тылу южного и центрального сегментов Курильской дуги расположена Курильская глубоководная котловина, которая в СВ направлении сменяется глубоким, заполненным осадками прогибом, прослеживаемым и на территории Южной Камчатки (Гольгинский прогиб). Средние значения теплового потока в Курильской котловине составляют около 100 мВт/м², а максимальные превышают 300 мВт/м² (*Геолого-геофизический..., 1987*), что

соответствует представлениям о заложении котловины в миоцене и продолжении деструктивных процессов в плиоцен-четвертичное время.

Для северной части Курило-Камчатской островной дуги геодинамический режим в олигоцене-миоцене определялся субдукцией термодинамически активизированной литосферы пониженной плотности и соответствовал режиму активной континентальной окраины, т.е. характеризовался проявлением орогенических движений и отсутствием деструктивных процессов в тыловой зоне. Новейший этап развития камчатского сектора островной дуги был отмечен началом субдукции под Камчатку более «холодной» и плотной литосферы верхнемезозойского возраста. Поглощение такой литосферы вело к увеличению крутизны зоны субдукции и соответствующей смене «орогенного» геодинамического режима на «деструктивный».

3.2. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СХЕМА КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Вопросы истории развития крупнейших структур северной части Тихого океана и Берингова моря в концепции тектоники литосферных плит и соответствующие палеогеодинамические построения рассмотрены во многих работах (*Леглер, 1977; Зоненшайн, Савостин, 1979; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Савостин и др., 1986; Алексеев, 1987; Чехович и др., 1990; Цветков, 1990; Цуканов, 1991; Ben-Avraham and Cooper, 1981; Cooper et al., 1981; Stone et al., 1982; Moor et al., 1983; Rubenstone, 1985; Cooper et al., 1987; 1992; Scholl et al., 1987; Sharman and Risch, 1988 и др.*). Несмотря на разнообразие представленных в этих работах точек зрения, ни в одной из них не содержалось ответов на вопросы, вытекающие из рассмотренных выше особенностей строения дна акваторий зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и новейшего этапа её развития. В связи с этим, автором были проведены палеогеодинамические реконструкции кайнозойской истории развития региона, учитывающие особенности новейшей тектоники и современной геодинамики региона (*Селиверстов, 1998*). При этом, конечно, в максимально возможной степени были учтены и упомянутые выше исследования в этом направлении.

Очевидно, что при существующей, явно недостаточной изученности дна акваторий, и разнообразии представлений среди исследователей даже по основным вопросам истории геологического развития территорий, такая задача пока не может решаться однозначно. В работе (*Селиверстов, 1998*) был предложен один из возможных вариантов палеогеодинамических реконструкций, который являлся, по сути, рабочей гипотезой, требующей экспериментального подтверждения. Тем не менее, этот вариант вполне удовлетворительно объяснял позднекайнозойскую миграцию вулканических поясов Камчатки, крупномасштабные погружения в пределах ее шельфа и континентального склона, происхождение линейных магнитных аномалий Командорской котловины и другие важнейшие особенности новейшей геологической истории региона. Представляя эту гипотезу автор надеялся, что она станет полезной при планировании экспериментальных исследований.

К сожалению, прошедшие годы были отмечены практически полным отсутствием морских экспедиционных исследований геолого-геофизического направления в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг, и, соответственно, отсутствием новых экспериментальных данных. В то же время, были опубликованы работы (*Объяснительная записка ..., 2000; Вержбицкий и др., 2007 и др.*), в которых предлагались различные варианты палеогеодинамических реконструкций, но при этом отсутствовали детали, объясняющие принципиально важные особенности новейшей тектоники региона. В связи с этим, автор счел необходимым напомнить представленную ранее схему кайнозойской истории развития региона, поскольку она не потеряла своей актуальности.

3.2.1. Исходные положения

Предлагаемые реконструкции основаны на известных представлениях о кайнозойской кинематике литосферных плит в северной части Тихого океана, опубликованных в многочисленных работах по тектонике литосферных плит, в частности, в последней работе Л.П. Зоненшайна (*Зоненшайн, Кузьмин, 1993*). Для рассматриваемого региона объективная сложность палеогеодинамических реконструкций обусловлена длительным существованием по периферии северной части Тихого океана зон поглощения (субдукции), и практически полным исчезновением в этих зонах систем линейных магнитных аномалий, связанных с плитами Фараллон и Кула, непосредственно контактировавших с северотихоокеанской переходной зоной в верхнем мезозое - раннем кайнозое.

Для реконструкции движения литосферных плит Тихоокеанской, Кула и Фараллон была выбрана «абсолютная» система отсчета, т.е. положение этих плит определялось относительно Гавайской «горячей точки» (*Morgan, 1972; Кеннет, 1987; Ле Пишон и др., 1977*), при этом предполагалось, что Гавайская «горячая точка» в течении кайнозоя не испытывала значительных перемещений относительно полюсов Земли и нижней мантии. При реконструкции положения тихоокеанских окраин Северной Евразии и Северной Америки были использованы результаты расчетов положения этих окраин по данным (*Scotese et al., 1988*), а также сведения об относительных полюсах вращения литосферных плит (*Зоненшайн, Кузьмин, 1993*). При этом принимались осреднённые значения скоростей смещения плит за кайнозойское время. Так, например, средняя скорость кайнозойского смещения Охотского побережья Северной Евразии составила около 2 см/год в направлении ЮЮЗ, а для района Южной Аляски - около 4 см/год в направлении ЗЮЗ.

При палеогеодинамических реконструкциях за основу был принят ряд исходных положений, многие из которых, по сути, являются предположениями, или разделяются не всеми исследователями. Отметим наиболее важные из них.

1. В соответствии с работой (*Cooper et al., 1987*) предполагается, что выделенная в Алеутской котловине Берингова моря система мезозойских линейных магнитных аномалий М1-М13 принадлежит отсеченному участку плиты Кула и образована к западу от оси спрединга, разделявшей плиты Кула и Фараллон.

2. В позднем мелу - раннем кайнозое ось спрединга, разделявшая плиты Тихоокеанскую и Кула, судя по карте линейных магнитных аномалий (*Hilde et al., 1976*), состояла из двух участков, смещенных по трансформному разлому типа хребет-хребет (Императорскому разлому) на значительную, порядка 3000 км величину по правосторонней схеме. Напомним, что правосторонняя схема смещения осей спрединга соответствует левостороннему сдвигу по активной части трансформного разлома. Императорский разлом, по-видимому, состоял из трёх сегментов, разделённых небольшими зонами растяжения. Юго-восточный сегмент Императорского разлома проходил вдоль юго-западного склона и привершинной части возвышенности Обручева. При этом магнитные аномалии субширотного - ВСВ простираний, заключенные между привершинной частью возвышенности Обручева и Алеутским желобом относятся к «алеутской» системе линейных магнитных аномалий верхнемелового-раннекайнозойского возраста, образованных на плите Кула. В соответствие с этим, возраст этих магнитных аномалий должен уменьшаться в ЮВ направлении, в сторону палеооси спрединга, разделявшей плиты Тихоокеанская и Кула и проходившей несколько южнее возвышенности Детройт, а данные по скважине 192, соответственно, характеризуют строение и возраст участка плиты Кула, граничащего с Императорским разломом в окрестностях 30-32 магнитных аномалий. Северо-западный сегмент Императорского разлома трассируется Паратунской аномальной зоной, а центральный сегмент - менее выраженной аномальной зоной СЗ простирания напротив Шипунского п-ова. Предполагается, что Гавайская горячая точка «пересекла» зону Императорского разлома на границе мела и палеогена, т.е. около 65 млн. лет назад, в период магнитной аномалии №29, когда движения по этому разлому еще продолжались.

3. Автор разделяет точку зрения исследователей, в частности, авторов работы (*Очерки..., 1987*), считающих, что Курило-Камчатская островная дуга возникла достаточно давно и существовала, по крайней мере, на протяжении верхнего мезозоя и кайнозоя, а соответствующая ей зона верхнемезозойско-раннекайнозойского островодужного магматизма протягивалась от Малых Курил на юге до Корякских гор на севере и включала районы подводного хребта Витязь, шельфа и склона Южной Камчатки, хребтов Ганальский, Валагинский, Тумрок и Кумроч,

о-ва Карагинский и п-ова Говена. Предполагается также, что положение Курило-Камчатской зоны островодужного магматизма относительно структуры глубоководного желоба в кайнозой неоднократно менялось в соответствии с изменениями геодинамических условий субдукции (термодинамических свойств поглощаемой литосферы, относительной скорости и направления схождения литосферных плит). Курило-Камчатская островная дуга позднемезозойского времени не относилась к «примитивным» дугам типа Марианской, а скорее напоминала современную Японскую островную дугу, т.е. в её строении принимали участие блоки с консолидированной земной корой континентального или субконтинентального типа (обнажающиеся в районе Срединного массива, Хавывенской возвышенности, и, вероятно, скрытые под водами Охотского моря в центральной его части), которые были сформированы на предыдущих этапах геологической истории развития.

4. В верхнемеловое-раннекайнозойское время в окрестностях Курило-Камчатской существовали ещё две островные дуги, отделённые от неё окраинными бассейнами. Одна из них (Западно-Камчатская) располагалась западнее Курило-Камчатской и соответствовала Западно-Камчатско-Корякской зоне (Чехович и др., 1990). Вторая островная дуга (Ширшова-Бауэрс) включала Олюторскую зону, хребты Ширшова, Бауэрс и, вероятно, имела южный сегмент, соответствующий зоне Восточных полуостровов Камчатки. Эта островная дуга развивалась в позднем мезозое - раннем кайнозое, но отдельные её участки (южная часть хребта Ширшова и, вероятно, хребет Бауэрс) проявляли активность и в более позднее время, о чем свидетельствуют островодужные магматические породы с абсолютным возрастом 16.8 млн. лет, драгированные в южной части хребта Ширшова (Scholl et al., 1975). Предполагается, что дуга Ширшова-Бауэрс ограничивалась с юга Императорским разломом.

5. В соответствии с работами (Шмидт, 1978; Цветков, 1990 и др.) предполагается, что наиболее ранние проявления островодужного магматизма в Командорском сегменте и сегменте острова Адак относятся к среднему эоцену и соответствуют времени заложения центрального сектора Алеутской островной дуги (около 50 млн. лет назад). Блок Командорских о-вов в это время являлся крайним западным звеном центрального сектора Алеутской дуги.

3.2.2. Палеогеодинамические реконструкции

Палеогеодинамические реконструкции, как правило, выполняются в «обратной» временной последовательности, т.е. история развития геологических событий и соответствующих им геодинамических условий последовательно восстанавливается от настоящего времени вглубь предшествующих геологических эпох. Однако результаты этих реконструкций, т.е. историю развития региона, безусловно, удобнее рассматривать в обычной последовательности, которой мы и будем придерживаться.

На рис.3.1-3.7 представлены результаты палеогеодинамических реконструкций кайнозойской истории развития основных структур Камчатско-Командорского региона, выполненные в соответствии с рассмотренными выше исходными положениями для семи временных рубежей кайнозоя: границы верхнего мела и палеоцена (65 млн.л.н.), границы палеоцена и эоцена (55 млн.л.н.), границы эоцена и олигоцена (40 млн.л.н.), нижнего миоцена (20 млн.л.н.), верхнего миоцена (6 млн.л.н.), верхнего плиоцена (1.8 млн.л.н.) и верхнего плейстоцена – голоцена (50 тыс.л.н.).

На рис.3.1 представлена палеогеодинамическая схема региона, соответствующая первому из перечисленных временных рубежей, т.е. характеризующая палеогеодинамические условия конца верхнего мела - начала палеоцена.

В это время еще существовала и развивалась дивергентная граница литосферных плит Тихоокеанская-Кула-Фараллон, и «точка тройного сочленения» этих плит находилась сравнительно недалеко от островодужных систем северо-западной части Тихого океана. Более того, западный участок оси спрединга, разделявшей плиты Тихоокеанская и Кула был значительно смещен по Императорскому разлому на северо-запад, и спрединговые хребты располагались в непосредственной близости от южной части Курило-Камчатской островной дуги. Императорский разлом, по-видимому, был сегментирован небольшими центрами спрединга и развивался в достаточно широкой зоне (первые сотни километров).

Обозначения для рис. 3.1-3.7:

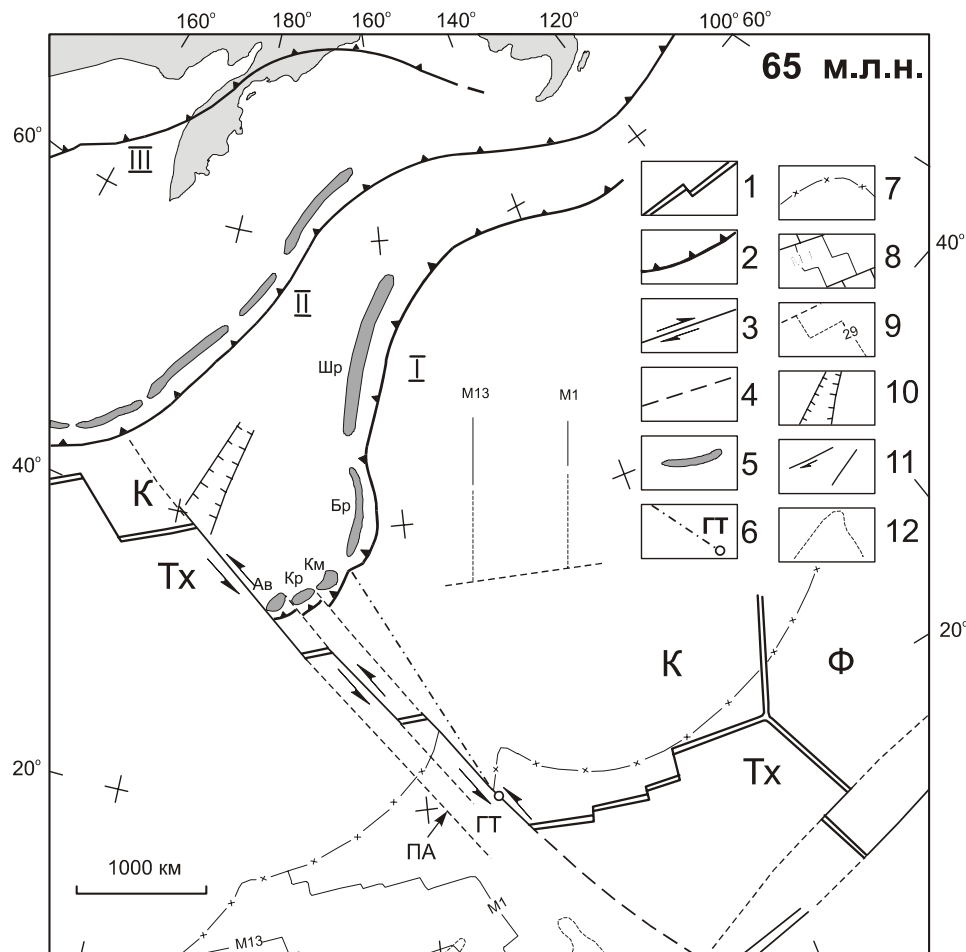


Рис. 3.1. Палеогеодинамическая схема региона для конца верхнего мела - начала палеоцена (период магнитной аномалии №29).

- 1-4 - границы литосферных плит:
 1 - дивергентные (оси спрединга),
 2 - конвергентные (зоны субдукции),
 3 - активные,
 4 - неактивные участки трансформных границ;
 5 - островодужные блоки;
 6 - Гавайская "горячая точка" и её "след" на плитах Тихоокеанской и Кула;
 7 - граница сохранившегося участка литосферных плит северной части Тихого океана;
 8-9 - оси линейных магнитных аномалий и линии их трансформных смещений: установленные (8) и предполагаемые (9);
 10 - зоны растяжения;
 11 - крупные разломы;
 12 - современные очертания некоторых крупнейших морфоструктур.

Римскими цифрами обозначены островные дуги:

I - Ширшова-Бауэрс, II - Курило-Камчатская, III - Западно-Камчатская.

Буквенные обозначения:

Тх, К, Ф - литосферные плиты Тихоокеанская, Кула и Фараллон;

ГТ - Гавайская "горячая точка", ПА - Паратунская аномальная зона.

Названия островодужных блоков:

Шр - хребта Ширшова,

Бр - хребта Бауэрс,

Км - п-ова Камчатский,

Кр - Кроноцкий,

Ав - Авачинский,

Кмд - Командорский,

Крг - Карагинско-Говенский,

ВК - Восточно-Камчатский,

Вт - подводного хребта Витязь.

Крупные морфоструктуры:

Хс, Шт, Об - возвышенности Хесса, Шатского и Обручева;

Кур - Курильская котловина;

ПА - Паратунская аномальная зона.

Замыкание островной дуги Ширшова-Бауэрс на активный (левосторонний) участок Императорского трансформного разлома обуславливало правосторонние сдвиговые смещения на западном («неактивном») окончании этого разлома и сопровождалось развитием бассейнов растяжения к северу от Императорского разлома, в непосредственной близости от северного участка Курило-Камчатской дуги. Таким образом, уже в позднем мелу - раннем палеогене Курило-Камчатская островная дуга была разделена на северную и южную части, различающиеся по геодинамическому режиму: на юге под островной дугой поглощалась молодая океаническая литосфера, а на севере - активизированная литосфера окраинного моря. Соответствующая зона поперечных дислокаций, обусловленная зоной Императорского разлома, постепенно смещалась вдоль дуги в северном направлении. Поглощение в Курило-Камчатской зоне субдукции молодой (на юге) и «активизированной» (на севере) литосферы должно было сопровождаться развитием орогенических движений в островной дуге и сокращением площади окраинного бассейна, разделявшего Курило-Камчатскую и Западно-Камчатскую островные дуги, т.е. их сближением. Это время соответствует позднемезозойско-раннекайнозойской фазе складчатости на Камчатке.

К рубежу верхнего мела и палеогена относится ещё одно событие: «переход» Гавайской горячей точки с плиты Кула на Тихоокеанскую плиту и начало формирования Императорского хребта. Направление и скорость движения плит Кула и Тихоокеанской относительно Гавайской горячей точки существенно различались. Вследствие этого, верхнемеловой «след» горячей точки на плите Кула не соответствовал меридиональному простиранию (характерному для Императорского хребта), а существенно отклонялся к западу и следовал под острым углом к Императорскому разлому, «отсекая» южный сегмент островной дуги Ширшова-Бауэрс. Скорость движения плиты Кула над Гавайской горячей точкой значительно превышала скорость движения Тихоокеанской плиты. Соответственно, и масштабы проявления внутриплитового магматизма здесь были заметно слабее, чем в Гавайско-Императорском хребте. Кроме того, пространственная близость магматических очагов Гавайской горячей точки к магматическим очагам срединно-океанического хребта в конце верхнего мела, по-видимому, должна была отразиться на составе и геохимических особенностях магматических пород этого возраста (наличие «щелочной» составляющей в толеитовых базальтах возвышенности Обручева).

Геодинамический режим островной дуги Ширшова-Бауэрс определялся характером её взаимодействия с плитой Кула, и, с учетом очень высокой скорости движения этой плиты в СЗ направлении, должен был характеризоваться проявлением орогенических движений и сокращением площади окраинного моря в тылу этой островной дуги. Сокращение площади окраинного моря, по-видимому, происходило неравномерно, т.к. в его южной части, к северу от западного окончания Императорского разлома, продолжалось формирование бассейнов растяжения, а в непосредственной близости от сегмента Восточных полуостровов развивались спрединговые процессы. Это вело к относительному выдвиганию сегмента хребта Бауэрс в восточном направлении. Субдукция под южную часть дуги подводного хребта, соответствующего верхнемеловому «следу горячей точки», сопровождалась дополнительным осложнением её очертаний. Таким образом, уже в конце верхнего мела - начале палеоцена происходила сегментация островной дуги Ширшова-Бауэрс на отдельные участки (островодужные блоки хребта Ширшова, хребта Бауэрс и Восточных полуостровов).

К концу палеоцена (рис.3.2) размеры окраинных морей заметно сократились, а на севере, в районе современного шельфа Аляски произошло их замыкание, сопровождавшееся развитием коллизионных процессов и формированием аккреционных комплексов. В это время ещё продолжались движения по Императорскому разлому, что привело к разрыву и левостороннему смещению «следа горячей точки» на плите Кула относительно северного окончания Императорского хребта.

В начале эоцена (в период магнитных аномалий №23-24) произошло весьма важное для истории развития всего региона событие: началась перестройка дивергентных границ литосферных плит, и система срединно-океанических хребтов, разделявших плиты Тихоокеанскую и Кула, прекратила своё существование. Это привело к прекращению движений по Императорскому разлому, затуханию магматизма в островной дуге Ширшова-Бауэрс и относительному ослаблению орогенных условий в пределах Курило-Камчатской островной дуги.

Однако в Курило-Камчатской зоне субдукции по-прежнему поглощалась молодая,

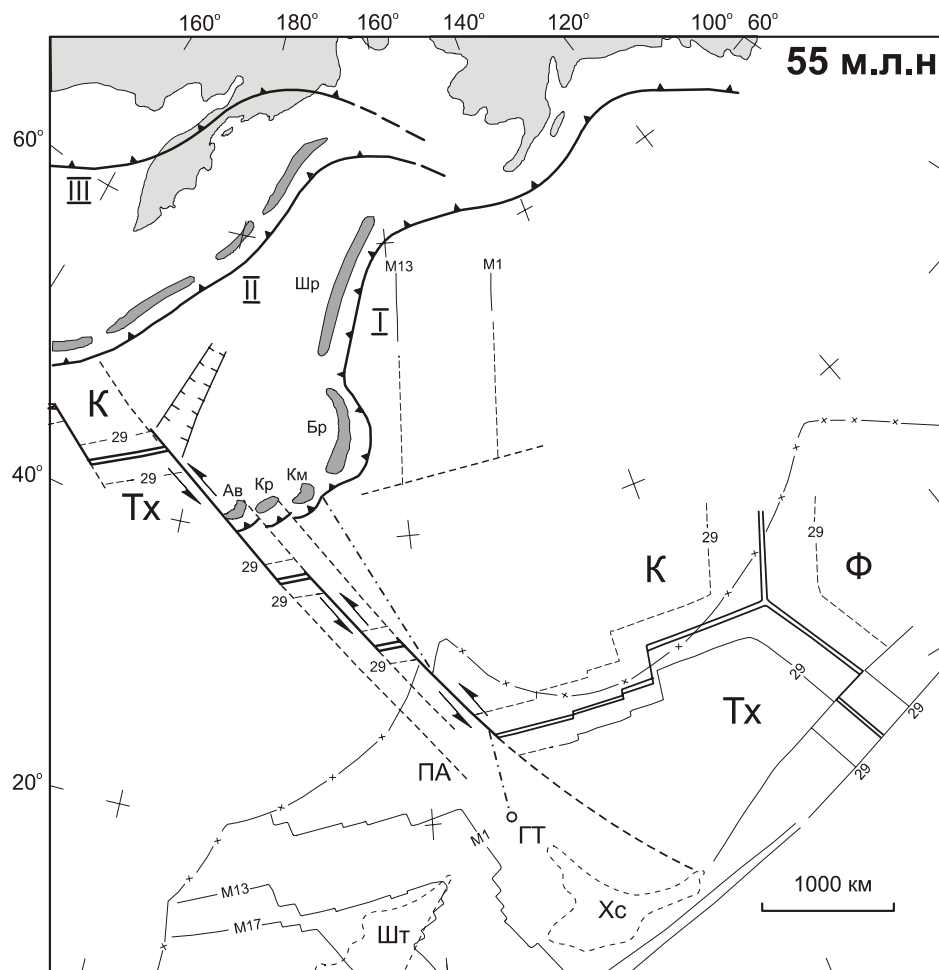


Рис.3.2. Палеогеодинамическая схема региона для конца палеоцена - начала эоцена (период магнитной аномалии №25). Условные обозначения и наименования приведены на рис.3.1.

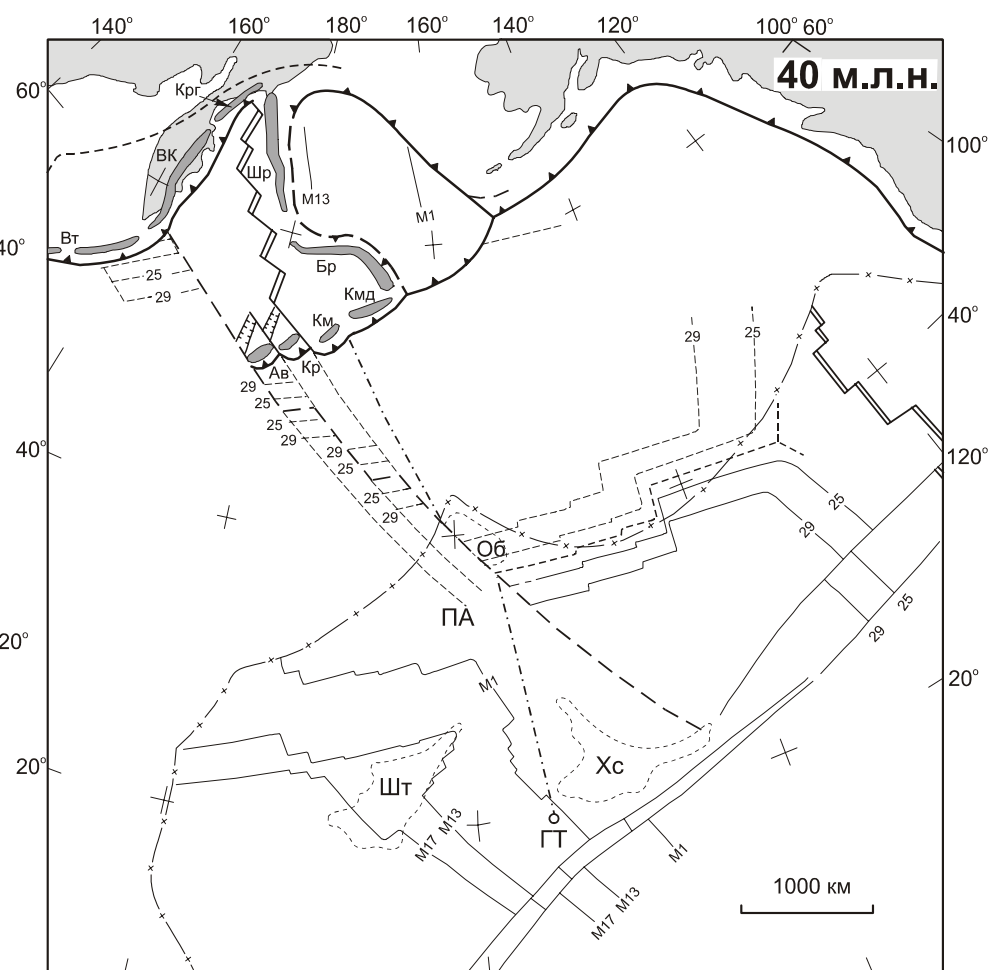


Рис.3.3. Палеогеодинамическая схема региона для конца эоцена - начала олигоцена (период магнитной аномалии №15). Условные обозначения и наименования приведены на рис. 3.1.

не успевшая остыть литосфера. Поэтому продолжалось замыкание окраинного бассейна в тылу Курило-Камчатской дуги, которое завершилось, по-видимому, в среднем эоцене и сопровождалось очередной вспышкой орогенных движений, обусловленных развитием коллизионных процессов в Западно-Камчатской зоне субдукции. Коллизионные процессы привели к «отмиранию» Западно-Камчатской зоны субдукции и «затуханию» связанных с ней проявлений островодужного магматизма.

В эоцене получил развитие коллизионный процесс в северной части Курило-Камчатской зоны субдукции, обусловленный её взаимодействием с субмеридионально ориентированным (по направлению субдукции) участком «погасшей» островной дуги Ширшова-Бауэрс. Этот коллизионный процесс, начавшийся, вероятно, еще в палеоцене, сопровождался формированием аккреционных комплексов в Олюторской зоне. Это коллизионное событие, по-видимому, явилось главной причиной перестройки границ литосферных плит в северной части Тихого океана. В процессе этой перестройки были активизированы многие литосферные структуры региона, в том числе зона Императорского разлома, трансформные разломы плит Тихоокеанская и Кула, фрагменты островной дуги Ширшова-Бауэрс, включая сегмент Восточных полуостровов Камчатки.

Одним из главных результатов этой перестройки стало заложение в среднем эоцене (около 50 млн. лет назад) центрального сектора Алеутской островной дуги, который соединил уже существовавший её восточный сектор с южной частью дуги Ширшова-Бауэрс, в районе сегмента Восточных полуостровов.

Заложение нового участка зоны субдукции (центрального сектора Алеутской дуги) не могло произойти на «пустом месте». По-видимому, его развитие происходило унаследовано и контролировалось одним из древних трансформных разломов плиты Кула, которые имели здесь субширотное простирание. Западным звеном вновь образованного центрального сектора Алеутской дуги в это время являлся её Командорский участок, наложенный, вероятно, на южное окончание хребта Бауэрс.

Формирование центрального сектора Алеутской островной дуги сопровождалось дальнейшим обособлением дуги Бауэрс, её выдвиганием в северном направлении, и, по-видимому, активизацией субдукционного магматизма в этой островной дуге и сегменте Восточных полуостровов.

Геодинамические последствия «олюторской коллизии» не исчерпывались заложением центрального сектора Алеутской дуги. Вдоль тыловых структур островодужного блока хребта Ширшова в это же время развивалась меридионально ориентированная правосторонняя зона сдвиговых дислокаций, соединившая западное окончание вновь образованного центрального сектора Алеутской дуги с северным окончанием Курило-Камчатской зоны субдукции (западнее района «олюторской» коллизии). Начальный этап развития этой зоны сдвиговых дислокаций должен был привести к заложению крупных структур растяжения СВ простирания (типа спрединговых хребтов или продвигающихся рифтов) и активизации тектономагматических процессов западнее хребтов Ширшова и Бауэрс.

Геодинамическая обстановка, сложившаяся к концу эоцена - началу олигоцена, отражена на палеогеодинамической схеме этого периода (рис.3.3). Этот временной рубеж был отмечен событием, имевшим весьма важное значение для кайнозойской истории развития региона. В конце эоцена - начале олигоцена направление движения Тихоокеанской плиты изменилось с северного на северо-западное. Вследствие этого, верхнеэоценовая зона сдвиговых дислокаций, соединявшая окончания Курило-Камчатской и Алеутской дуг, была «переориентирована», и с этого времени стала развиваться в северо-западном направлении, т.е. в направлении Камчатки. Таким образом, начался длительный процесс формирования западного сектора Алеутской дуги.

Смена направления движения Тихоокеанской плиты существенно изменила геодинамические условия в камчатской зоне субдукции. Во-первых, характерная для эоцена косая левосторонняя субдукция, сменилась фронтальной. Во-вторых, в олигоцене в камчатской зоне субдукции начала поглощаться молодая литосфера, образованная в спрединговых хребтах упомянутой выше правосторонней сдвиговой зоны. Это привело к выколаживанию камчатской зоны субдукции и соответствующему смещению зоны островодужного магматизма в западном направлении, в район Срединного хребта (предшествующая ей, эоценовая зона островодужного магматизма находилась, вероятнее всего, восточнее верхнемеловой - палеоценовой зоны).

Начавшееся в олигоцене формирование широкой правосторонней сдвиговой зоны СВ простирания между центральным сектором Алеутской дуги и Камчаткой, сопровождалось по-

степенным развитием в этой зоне протяженных правосторонних сдвигов, обусловивших относительное правостороннее смещение фрагментов сегмента Восточных полуостровов и крайнего западного звена центрального сектора Алеутской дуги - Командорского блока (рис.3.4). В миоцене южные фрагменты сегмента Восточных полуостровов (островодужные блоки Авачинский и Кроноцкий) должны были вплотную приблизиться к камчатской зоне субдукции и, по-видимому, к верхнему миоцену (рис.3.5) произошло их последовательное включение в состав аккреционных комплексов континентального склона Восточной Камчатки. При этом, по-видимому, произошло пространственное совмещение раннекайнозойского вулканического пояса Курило-Камчатской островной дуги и упомянутых островодужных блоков сегмента Восточных полуостровов. Эти коллизионные события соответствовали, вероятно, наиболее крупным эпизодам миоценовых орогенических движений на Камчатке, в том числе - верхнемиоценовой орогении.

Необходимо отметить, что аккреция островодужных блоков сегмента Восточных полуостровов не сопровождалась заложением новой зоны субдукции, как считают некоторые авторы, поскольку процессы аккреции сравнительно небольших островодужных блоков, ориентированных вдоль дуги, затрагивают лишь верхний ярус литосферы и не приводят к образованию новых границ литосферных плит (Лобковский, 1988). При этом процесс «причленения» островодужных блоков должен был привести к временному смещению морфологической оси глубоководного желоба и активизации процессов надвигообразования в верхней (коровой) части зоны субдукции.

После включения в состав аккреционных комплексов Камчатки Авачинского и Кроноцкого островодужных блоков, в камчатскую зону субдукции начали погружаться более древние и «холодные» участки Тихоокеанской литосферной плиты. Это неизбежно вело к изменению геодинамического режима в зоне субдукции: постепенному увеличению ее угла наклона, соответствующему смещению зоны островодужного магматизма в западном направлении, в район современного Восточного вулканического пояса Камчатки, а позднее – к развитию деструктивных процессов в тыловой части островной дуги и крупномасштабным погружениям в пределах шельфа и континентального склона Восточной Камчатки.

В миоцене в пределах западно-алеутской зоны правосторонних сдвиговых дислокаций формируются магистральные сдвиги СЗ простирания, соединившие Алеутскую островную дугу с Курило-Камчатской, т.е., по сути, на протяжении миоцена формируется северо-западная граница Тихоокеанской плиты. Формирование этой границы сопровождалось постепенной локализацией сдвиговой зоны в окрестностях магистральных структур северо-западного простирания в Командорской котловине (разломы Гамма, Альфа и Беринга). В верхнем миоцене северо-западная граница Тихоокеанской плиты проходила по упомянутым разломам и разделявшим их центрам спрединга. Активная граница литосферных плит по Алеутскому желобу в это время еще отсутствовала, и последний островодужный фрагмент сегмента Восточных полуостровов (п-в Камчатского Мыса) вместе с Командорским блоком Алеутской дуги и Тихоокеанской плитой стремительно продвигались в сторону Камчатки. Это сопровождалось, по-видимому, косой пологой субдукцией Тихоокеанской плиты под южную часть Командорской котловины и проявлениями здесь островодужного магматизма (в районе подводного вулкана Пийпа). Несколько раньше, по-видимому, в среднем миоцене, в результате обдукции блоков фундамента котловины Бауэрс на Тихоокеанскую плиту по восточному участку разлома Креста, был сформирован сегмент островов Ближние.

В конце плиоцена (рис.3.6) островодужный блок полуострова Камчатский вплотную приблизился к камчатской зоне субдукции и вошел в состав аккреционного комплекса Восточной Камчатки. Это коллизионное событие, вероятно, соответствовало последнему, плиоцен-четвертичному эпизоду орогенических движений на Камчатке. Оно привело к постепенному ослаблению в четвертичное время движений по разломам Альфа и Беринга и активизации правосторонних сдвиговых смещений по разлому Стеллера и западному сектору Алеутского желоба (рис.3.7).

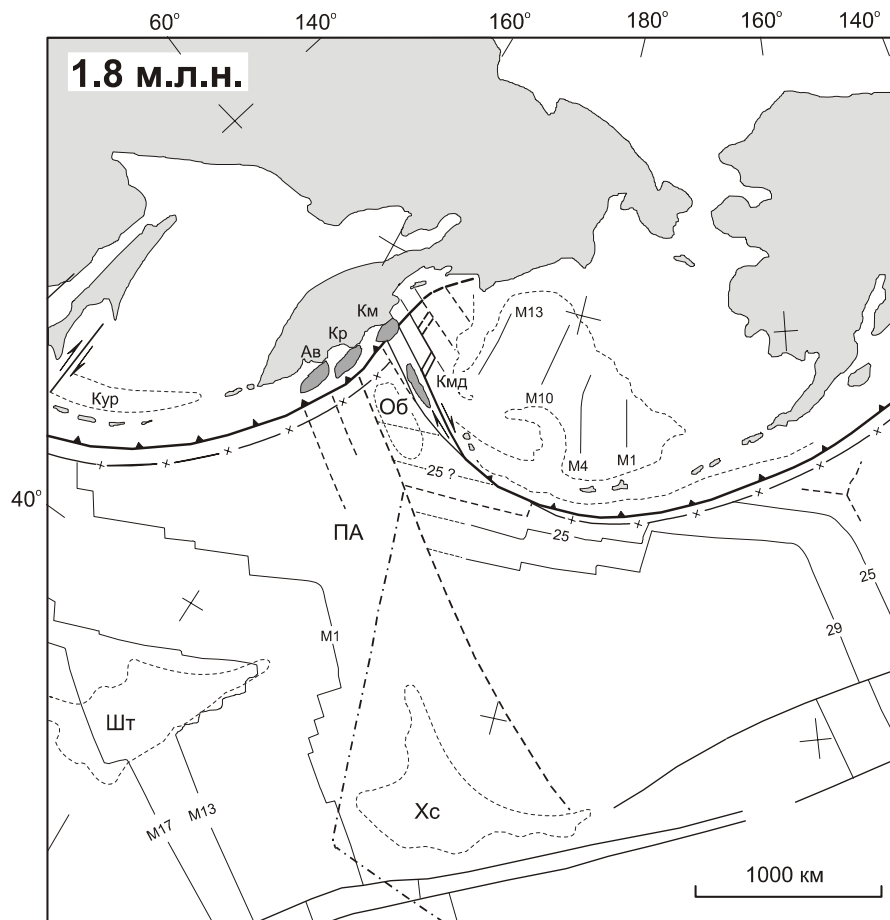


Рис.3.6. Палеогеодинамическая схема региона для конца плиоцена (период магнитной аномалии №2, палеомагнитная эпоха Олдувей). Условные обозначения и наименования приведены на рис. 3.1.

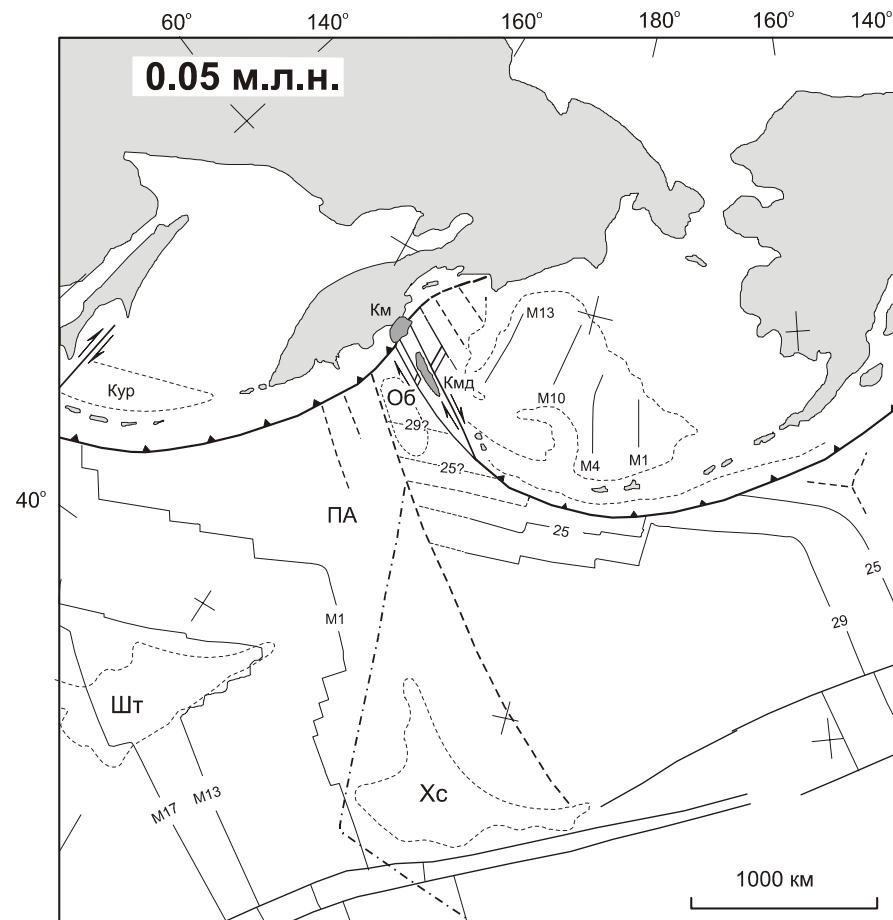


Рис.3.7. Геодинамическая схема региона для верхнего плейстоцена - голоцена (последние 50 тыс. лет). Условные обозначения и наименования приведены на рис. 3.1.

3.2.3. О направленности геодинамических процессов в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг

В предыдущих разделах были рассмотрены основные особенности новейшего этапа тектонического развития зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг, их геодинамическая сущность и возможная история развития региона в кайнозое. Здесь мы попытаемся на основе этих представлений в краткой форме ответить на вопрос о направленности геодинамических процессов в рассматриваемом регионе и роли новейшего этапа в кайнозойской истории его развития.

Молнар и Атуотер (*Molnar, Atwater, 1978*) показали, что субдукция океанской литосферы с возрастом более 40-50 млн. лет сопровождается деструктивными процессами в тылу островных дуг, т.е. формированием бассейнов растяжения в тыловой зоне, их разрастанием, и выдвиганием островодужных блоков вместе с зоной субдукции в сторону океана. При субдукции более молодой литосферы такие процессы не происходят. Это положение в значительной мере подтверждается известной корреляцией возраста Тихоокеанской литосферной плиты вдоль Азиатской переходной зоны (от юрского в районе Марианской дуги до верхнемелового в районе Камчатки) с масштабами деструктивных процессов в тыловой зоне и шириной задуговых бассейнов (впадины Филиппинского, Японского морей, Курильская котловина). Всё же Камчатка выпадает из этой закономерности. Судя по тенденциям в изменении возраста магнитных аномалий на прилегающем участке Тихоокеанской плиты, уже около 20 млн. лет под Камчатку должна поглощаться тихоокеанская литосфера с возрастом, достаточным для развития активных деструктивных процессов в тыловой зоне. Однако эти процессы проявились здесь лишь в новейшее, плиоцен-четвертичное время. В данной работе причина этого явления связывается с развитием западного участка Алеутской дуги, в процессе которого Тихоокеанская литосферная плита к востоку от Камчатки была существенно «омоложена» тектономагматическими процессами в широкой зоне сдвиговых дислокаций. Однако, с заложением магистральных структур западного сектора Алеутской дуги, крупномасштабные проявления тектономагматической активности к востоку от Камчатки прекратились. Следы этих событий сохранились лишь в Командорской котловине. Южнее западного сектора Алеутской дуги участки «омоложенной» литосферы успели полностью поглотиться в камчатской зоне субдукции еще в верхнем миоцене - раннем плиоцене. Таким образом, исчезла главная причина, которая препятствовала проявлению на Камчатке деструктивных процессов и превращению её в «классическую» островную дугу, подобную Курильской.

Анализируя строение и тепловой поток прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты, можно сделать заключение о том, что к югу от возвышенности Обручева отсутствуют структурные и геотермические неоднородности, способные воспрепятствовать в ближайшие несколько миллионов лет прогрессирующему проявлению деструктивных процессов, и развитию южной половины Камчатки (южнее структуры Кронцового п-ова) по «курильскому сценарию». Ближайшей такой неоднородностью является Императорский хребет, северное окончание которого находится на расстоянии около 400 км от камчатской зоны субдукции, т.е. при существующей кинематике движения литосферных плит, эта структура начнёт взаимодействовать с камчатской зоной субдукции не ранее чем через 5-6 млн. лет.

Для северного окончания Курило-Камчатской дуги картина несколько иная. Здесь структурные и геотермические неоднородности Тихоокеанской литосферной плиты находятся в непосредственной близости от камчатской зоны субдукции и, по-видимому, уже оказывают влияние на её геодинамический режим. Это, прежде всего, возвышенность Обручева, структурно-геоморфологические и геотермические особенности которой обусловлены, по-видимому, развитием здесь северо-западного окончания зоны Императорского разлома.

Учитывая отмеченную латеральную неоднородность Тихоокеанской литосферной плиты к востоку от Камчатки, можно полагать, что различие геодинамических режимов в северном и южном сегментах камчатской зоны субдукции в ближайшие несколько миллионов лет сохранится, и тенденция к формированию поперечной зоны дислокаций в районе Кронцового полуострова получит своё дальнейшее развитие.

Коллизионное взаимодействие структур Алеутской островной дуги с камчатской зоной субдукции в районе п-ва Камчатского Мыса привело к развитию в четвертичное время правосторонней сдвиговой зоны по западному участку Алеутского желоба. Учитывая ортогональную ориентацию западного сектора Алеутской дуги по отношению к камчатской зоне субдукции,

их коллизионное взаимодействие будет продолжаться до окончательного формирования магистральной трансформной границы литосферных плит в районе западного участка Алеутского желоба. При этом, необходимо отметить, что в пределах Алеутской островной дуги реализуется постепенный переход конвергентной границы литосферных плит (восточный и центральный секторы дуги) в трансформную (западный сектор дуги). Такой переход связан с формированием литосферного разрыва, который должен постоянно обновляться по мере субдукции Тихоокеанской литосферной плиты. Судя по геометрическим параметрам Алеутской дуги, положению современных вулканов и распределению сейсмичности в ее пределах, формирование этого литосферного разрыва происходит на тихоокеанской плите в районе сектора островной дуги, включающей острова Ближние и Крысьи. По-видимому, именно процесс формирования литосферного разрыва восточнее Командорского блока Алеутского хребта, требующий колоссальных тектонических напряжений, оказывает и будет оказывать существенное влияние на геодинамический режим западного сектора Алеутской дуги и Командорской котловины, в том числе будет определять тектоническую активность и сейсмичность структур южного и западного обрамления Командорской котловины.

3.3. О РОЛИ ГЛУБИННОЙ ГИДРАТАЦИИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ГЕОДИНАМИКЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Долгое время, после разработки основных положений тектоники литосферных плит, среди исследователей бытовали представления о том, что физико-химические свойства океанской литосферы, влияющие на геодинамику и магматизм островных дуг, формируются на ранних этапах её развития вблизи спрединговых хребтов. Дальнейшее же развитие океанской литосферной плиты, вплоть до её поглощения в зоне субдукции, состоит лишь в накоплении слоя осадков и постепенном наращивании мощности литосферы по мере остывания (*Кеннет, 1987; Сорохтин, 1974 и др.*). При этом считалось, что зоны регионального метаморфизма в океанской литосфере формируются в первые миллионы лет после её образования и охватывают, в основном, лишь верхнюю часть второго океанического слоя, сложенную пористыми базальтами. Именно с этой поверхностной зоной метаморфизма связывалось проникновение воды в зоны субдукции на глубины более 100 км и возникновение островодужного магматизма.

По-видимому, это положение должно быть в значительной степени пересмотрено. К настоящему времени опубликовано достаточно большое количество экспериментальных и теоретических работ, на основании которых можно констатировать: непосредственно перед погружением в зону субдукции литосферная плита испытывает глубокие физико-химические изменения, существенно влияющие на структуру сейсмофокальной зоны и островодужный магматизм. Эти физико-химические изменения обусловлены процессами глубинной гидратации - проникновением морской воды на большие глубины и её взаимодействием с породами верхней мантии. В данной работе сделана попытка объяснить некоторые аномальные геодинамические характеристики северного участка Курило-Камчатской островной дуги на основе представлений о глубинной гидратации океанской литосферы и данных о строении прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

3.3.1. О двух типах внешнего склона глубоководного желоба и процессах глубинной гидратации океанской литосферы

Еще на ранних этапах изучения глубоководных желобов было подмечено, что их внешние склоны осложнены ступенями различных форм и размеров. О природе этих ступеней среди исследователей нет единого мнения. Одни из них считают эти ступени сбросами и, соответственно, рассматривают в качестве свидетельства обстановки растяжения в глубоководных желобах (*Гнибиденко и др., 1980*). Другие – напротив, относят эти структуры к взбросам, свидетельствующим о горизонтальном сжатии вкрест желоба (*Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Зоненшайн, Савостин, 1979*).

Такие различия в представлениях о природе ступеней внешнего склона желоба в значительной мере обусловлены тем, что в глубоководных желобах, в том числе и в Курило-Камчатском, объективно существуют два типа внешнего склона (рис.3.8а,б).

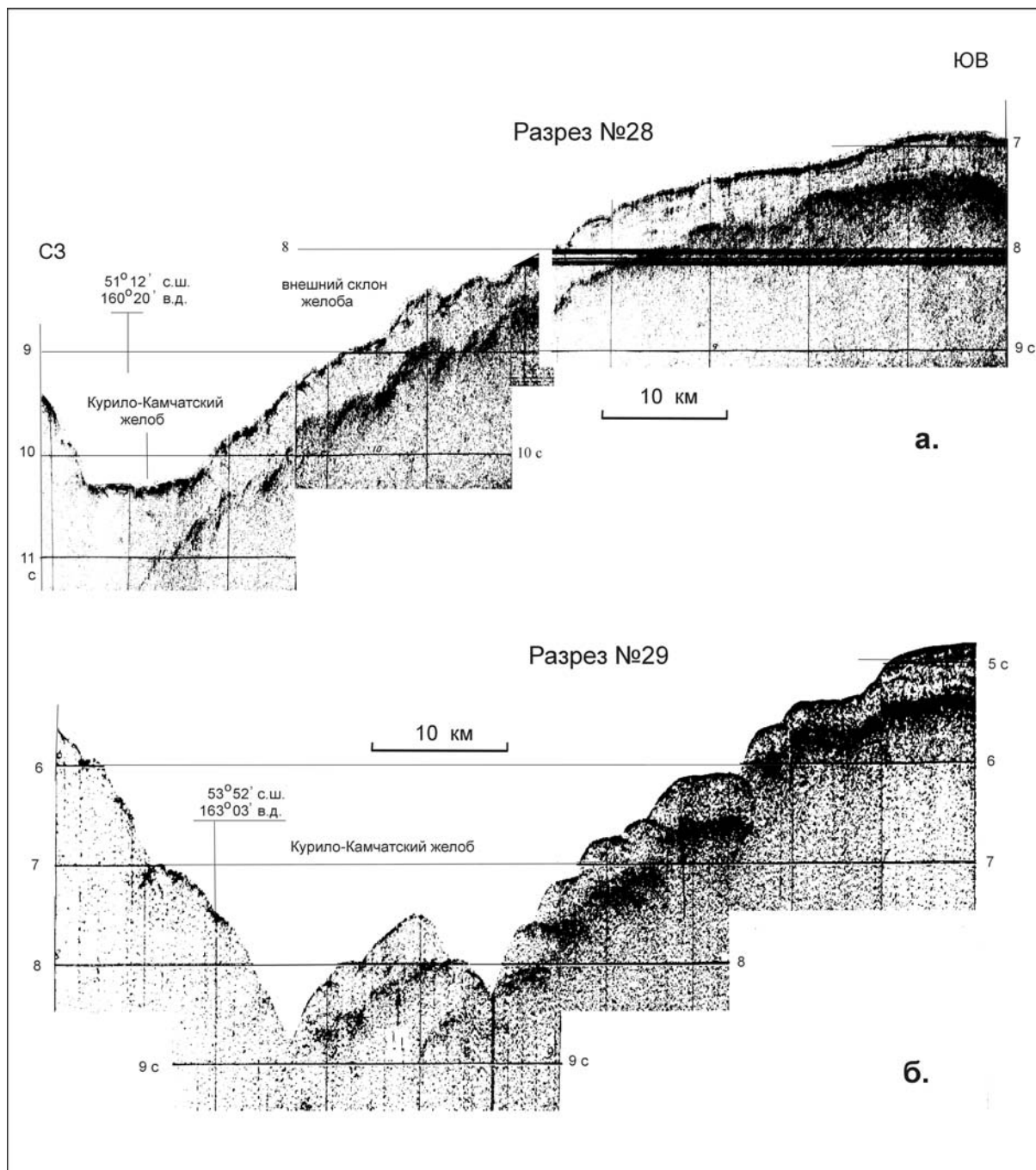


Рис. 3.8. Два типа внешнего склона Курило-Камчатского желоба по сейсмоакустическим данным.

Иллюстрация «обратных» (а) и «нормальных» (б) ступеней внешнего склона желоба. Разрезы получены в 14 (а) и 2 (б) рейсах НИС «Вулканолог». Положение разрезов (а) и (б) показано на рис.1.8 (соответственно, разрезы 28 и 29).

Первый тип (рис.3.8 а) характеризуется развитием «обратных» ступеней, обращённых уступами вверх по склону, и действительно напоминает последовательность взбросовых структур. Такой тип внешнего склона распространён на большей части Курило-Камчатского желоба.

Второй тип склона (рис.3.8 б) характеризуется последовательностью «нормальных» ступеней, т.е. ступеней, уступы которых обращены к желобу и напоминают систему нормальных сбросов. Такие склоны наблюдаются, как правило, лишь там, где океанская плита осложнена крупными подводными поднятиями или имеет незначительный возраст (первые десятки млн. лет). В частности, приведённый на рис.3.8б сейсмоакустический разрез, пересекает Курило-Камчатский желоб в месте его сочленения с западным склоном возвышенности Обручева. Уча-

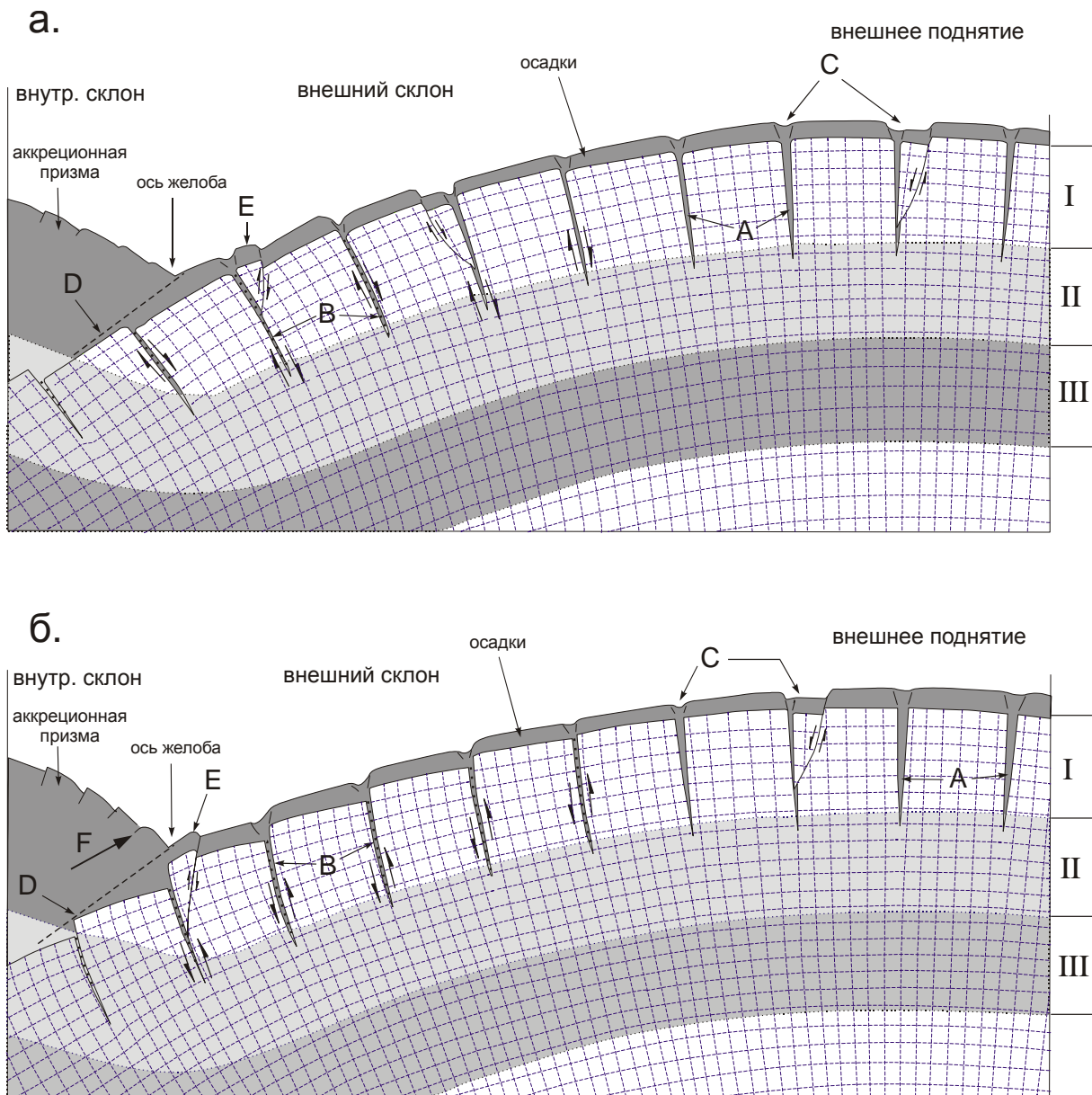


Рис.3.9. Принципиальная схема формирования «обратных» (а) и «нормальных» (б) ступеней внешнего склона глубоководного желоба.

Буквенные обозначения: А - раздвиги внешнего поднятия с осадочным заполнением; В - меланж; С - зоны проседания над раздвигами и грабенами; Е - взбросовые поднятия; D - поверхность срыва; F - сила сопротивления погружающейся литосферной плите. В правой части рисунка римскими цифрами обозначены зоны разрушения литосферы: I - зона магистральных разрывов, II - зона трещиноватости, III - зона раскрытия пор.

стки глубоководного желоба с «нормальными» ступенями внешнего склона характеризуются заметным уменьшением глубины в осевой части желоба и увеличением крутизны внешнего склона. Такие морфологические признаки, судя по результатам моделирования упруго-пластичного изгиба литосферной плиты и сейсмологическим данным (Bodine, Watts, 1979), относятся к явным признакам значительного по величине горизонтального сжатия вкост желоба, что противоречит представлениям о сбросовой природе «нормальных» ступеней.

Автор придерживается несколько иной точки зрения на природу ступеней внешнего склона желоба (*Селиверстов, 1998, 2001a*). Как «обратные», так и «нормальные» ступени связываются с глубокими раздвигами, которые развиваются еще в пределах краевого океанического вала вследствие изгиба литосферной плиты (рис.3.9а,б). На склоне желоба эти раздвиги получают морфологическую выраженность в виде «обратных» или «нормальных» ступеней вследствие изгиба литосферных призматических блоков под действием собственного веса (рис.3.9а), или под действием сил, препятствующих поддвигу (рис.3.9б), отражая, соответственно, геодинамические условия относительного растяжения или сжатия вкрест желоба. Таким образом, морфология ступеней действительно отражает обстановки относительного сжатия или растяжения вкрест желоба, но «с точностью до наоборот». Т.е. там, где на сейсмических разрезах видны морфологические признаки сбросовых структур, ожидается значительное по величине горизонтальное сжатие вкрест желоба, а последовательности ступеней, напоминающих взбросовые структуры, скорее всего, свидетельствуют об отсутствии такого сжатия.

Представления о формировании глубоких раздвигов в пределах краевого океанического вала и на внешнем склоне желоба сложились достаточно давно на основе теоретических моделей упруго-пластичного изгиба литосферной плиты и данных о механизмах землетрясений (*McNutt, 1980*). Позднее было осознано значение этого процесса в глубоких метаморфических изменениях океанской литосферы. На основе петрологических моделей верхней мантии (*Рингвуд, 1981*) и экспериментальных данных по разрушению горных пород в условиях высоких давлений и температур (*Николаевский, 1979, 1987; Шаров, Гречишников, 1982*), была предложена концепция глубинной гидратации океанской литосферы в пределах краевого вала и внешнего склона глубоководного желоба (*Каракин и др., 1982; Лобковский и др., 1986*). Эта концепция в значительной мере основывалась на более ранних представлениях Г. Хесса о формировании 3-го слоя земной коры в районах срединно-океанических хребтов вследствие серпентинизации перидотитов (*Hess, 1962*) и О.Г. Сорохтина о наращивании океанской коры за счет формирования серпентинитового слоя (*Сорохтин, 1974*). Суть концепции глубинной гидратации состоит в следующем.

Перед вхождением в зону субдукции литосферная плита изгибается. При этом верхняя часть плиты испытывает растяжение. В результате, в самой верхней части литосферы (первые 8-10 км) образуются магистральные разрывы (раздвиги), которые на более значительных глубинах сменяются сначала зонами трещиноватости, а затем (до глубин 30-35 км) – зонами раскрытия пор. Вследствие этого, верхний слой литосферы становится водопроницаемым, и в нём активно протекают процессы регионального метаморфизма. При взаимодействии морской воды с горячими ультраосновными породами верхней мантии образуется широкий спектр вторичных водосодержащих минералов: серпентины, тальк, хлориты, амфиболы и др. Таким образом, непосредственно перед вхождением в зону субдукции океанская литосферная плита «засасывает» изрядное количество морской воды, значительную часть которой увлекает в связанном виде под нависающую литосферную плиту. По мере погружения плиты и ее нагрева водосодержащие минералы в зонах глубинной гидратации разлагаются и выделяют водный флюид, который, в соответствии с существующими представлениями (*Кеннет, 1978; Сорохтин, 1974 и др.*), является важнейшим фактором развития островодужного магматизма.

Среди фактических данных, подтверждающих реальность процесса глубинной гидратации океанской литосферы вблизи островных дуг, в частности – Курило-Камчатской, в первую очередь следует упомянуть «двойные» сейсмофокальные зоны. Структура этих зон находит убедительное объяснение в рамках обсуждаемой концепции (*Каракин и др., 1982*). Признаки существования двойной сейсмофокальной зоны под Камчаткой рассмотрены в предыдущей главе (раздел 2.1).

Существуют и другие подтверждения. Так, по мере совершенствования методики сейсмических исследований, в океанской литосфере, вблизи островных дуг и трансформных разломов, всё чаще стали обнаруживать сейсмические границы, расположенные глубже границы Мохоровичича, на глубинах от 15-20 до 30-35, иногда до 40 км (*Зверев., Капустин, 1982; Report, 1990*). Судя по глубине залегания и структурному положению, эти границы вполне могут быть приурочены к зонам регионального метаморфизма океанской литосферы и, вероятнее всего, обусловлены изменением физических свойств горных пород в кровле и подошве зон глубинной гидратации литосферы.

В работах последних лет, посвящённых расчётам плотностных моделей островных дуг по гравиметрическим и сейсмическим данным, в частности – по Курильской дуге, отмечается,

что для сходимости расчетных и наблюдаемых полей необходимо принимать латеральную плотностную неоднородность океанской литосферы, точнее - допускать некоторое разуплотнение литосферной плиты в районе внешнего склона желоба (*Косыгин, 1991; Косыгин В.Ю., Сеначин, 1995*). С учётом представлений о глубинной гидратации, эти результаты становятся вполне понятны. Действительно, процессы глубинной гидратации сопровождаются образованием метаморфических комплексов (серпентинитов и др. пород), заметно уступающих по плотности перидотитам, что должно приводить к соответствующему разуплотнению погружающейся литосферной плиты.

В связи с обсуждаемой концепцией, хотелось бы затронуть и проблему изотопов бериллия - ^{10}Be . Эти изотопы, отличающиеся малыми периодами полураспада (около 1.5 млн. лет), образуются при взаимодействии космических лучей с атмосферными газами. Затем, вместе с метеорными водами, они поступают в океаны, где адсорбируются на тонкодисперсных частицах, т.е. в итоге концентрируются в верхних десятках метров слоя неконсолидированных пелагических осадков (*Цветков и др., 1991*). Повышенное содержание изотопов ^{10}Be в островодужных вулканических породах свидетельствует об участии в процессе магмообразования вещества молодых неконсолидированных осадков. Однако, до настоящего времени не предложено удовлетворительного механизма, объясняющего транспортировку неконсолидированных осадков на столь большие глубины. Попытки привлечь для этого модель «затаскивания» слоя осадков, лежащих на поверхности плиты (*Лобковский, 1988*), представляются малоубедительными, во всяком случае, в отношении неконсолидированных осадков. С привлечением обсуждаемой концепции глубинной гидратации, такой механизм достаточно очевиден. Действительно, возникающие при изгибе литосферы раздвижки, судя по их морфологической выраженности, достигают поверхности дна и вместе с водой «засасывают» молодые неконсолидированные осадки (рис.3.9). Попадая в глубь литосферы, осадки включаются в состав метаморфических комплексов. В процессе последующей дегидратации литосферной плиты, метаморфизованные осадки, обогащённые изотопами ^{10}Be , растворяются в водном флюиде, в составе которого и участвуют в магматическом процессе.

3.3.2. Региональные особенности глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты

Известно, что проявления современных геодинамических процессов на различных участках Курило-Камчатской островной дуги, в том числе и на Камчатке, несколько различаются. Особенно ярко эта продольная зональность выражена на северном участке дуги (севернее структуры Кроноцкого п-ова). В отличие от более южных, этот участок дуги характеризуется значительно большей удалённостью (на 40-50 км) зоны современного вулканизма от глубоководного желоба, меньшим наклоном и незначительной протяжённостью сейсмофокальной зоны, резким смещением на запад от осевой части желоба в область континентального склона гравитационного минимума (в редукции Фая). Характер вулканических проявлений на северном участке дуги также заметно отличается. Здесь отсутствуют гигантские кальдеры, но распространены вулканы-гиганты с максимальными абсолютными отметками, отличающиеся исключительно высокой активностью.

Наличие под Камчаткой двойного сейсмофокального слоя свидетельствует о том, что глубинная гидратация океанской литосферы, по-видимому, заметно влияет на геодинамические процессы, контролируемые сейсмичность и вулканизм Курило-Камчатской островной дуги. В рамках концепции глубинной гидратации, с учетом региональных особенностей строения прикамчатского сектора Тихоокеанской литосферной плиты, представляется возможным объяснить и некоторые другие важные черты современного вулканизма и сейсмичности Камчатки.

Геодинамика зоны субдукции в значительной мере зависит от плотности погружающейся океанской литосферной плиты, которая, в свою очередь, определяется тремя важнейшими факторами: распределением глубинных температур, масштабами регионального метаморфизма и внутриплитового вулканизма. Для прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты первостепенное значение имеют два первых фактора.

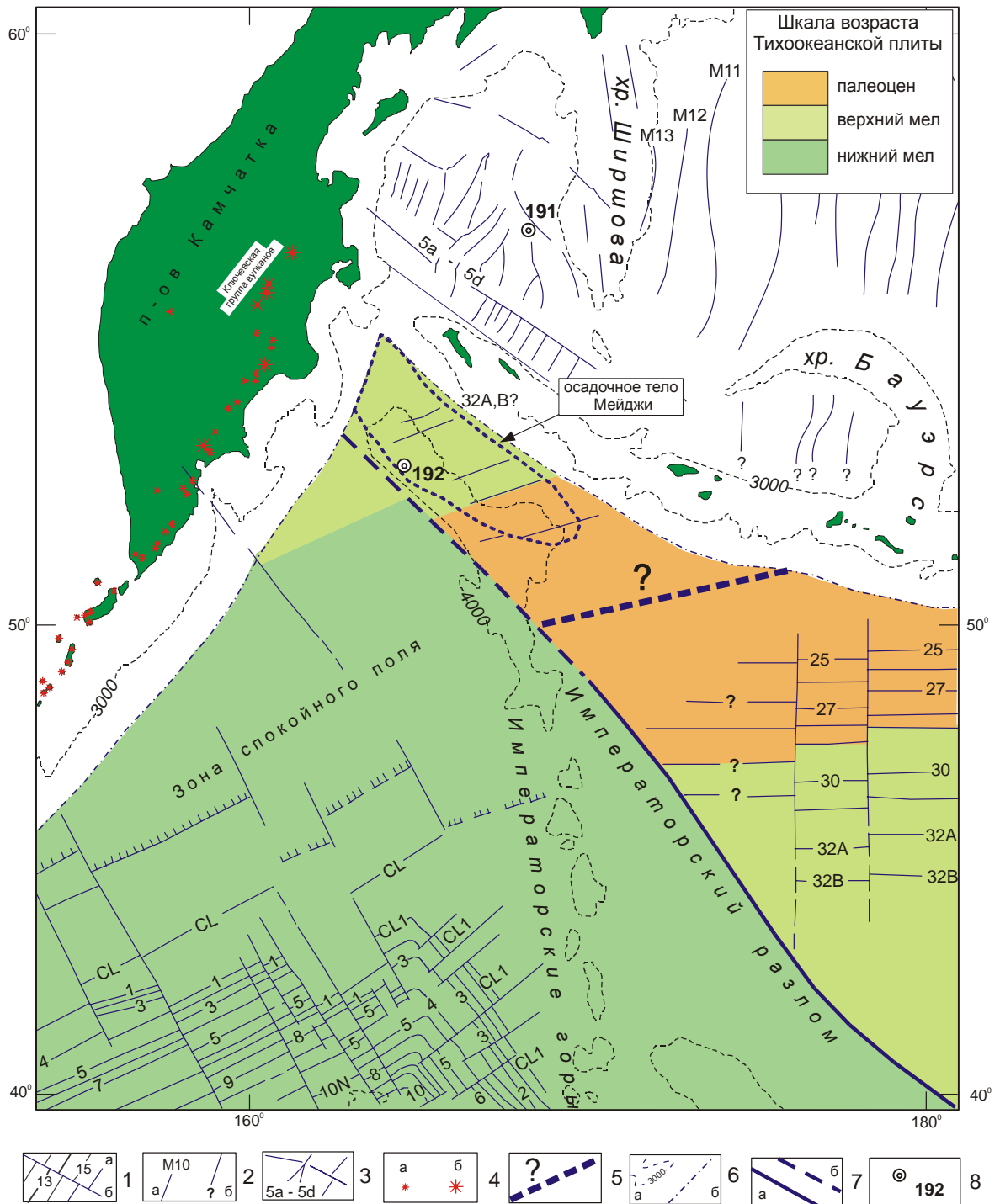


Рис. 3.10. Основные морфоструктуры, линейные магнитные аномалии и вероятный возраст прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

1 - оси идентифицированных магнитных аномалий (а) и линии их трансформного смещения (б) в соответствии с работой (Hilde et al., 1976), с уточнениями в соответствии с работой (Sharman, Risch, 1988); 2 - оси идентифицированных магнитных аномалий Алеутской котловины (а) и линейных магнитных аномалий котловины Бауэрс (б) Берингова моря в соответствии с работой (Cooper et al., 1987); 3 - оси положительных линейных магнитных аномалий Командорской котловины и возв. Обручева (Селиверстов, 1998, 2001); 4 - современные вулканы высотой менее (а) и более (б) 3000 м; 5 - предполагаемое положение палеограницы между плитами Тихоокеанской и Кула (в верхнем палеоцене - нижнем эоцене); 6 - изобаты (а) и оси глубоководных желобов (б); 7 - Императорский разлом (а) и его вероятное продолжение (б); 8 - скважины глубоководного бурения, достигшие фундамента (Initial Reports..., 1973). В правом верхнем углу - шкала возраста прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

Корректно рассчитать величину разуплотнения литосферной плиты, происходящего вследствие развития дислокаций, метаморфизма и перераспределения масс при её изгибе, в настоящее время не представляется возможным из-за недостатка достоверных данных как о реальных процессах разрушения, метаморфизма и деформаций, происходящих при изгибе литосферной плиты с учетом её реологических свойств, так и о геометрических параметрах самой литосферной флексуры. Здесь пока уместны лишь весьма упрощённые оценки, не претендующие на исчерпывающие и бесспорные, но полезные для представлений о возможном порядке величин.

На основании имеющихся к настоящему времени данных можно полагать, что прикамчатский сектор Тихоокеанской плиты существенно неоднороден. В его пределах можно выделить два участка или литосферных блока (северный и южный), разделённых продолжением Императорского разлома и значительно различающихся по возрасту (*Селиверстов, 1998, 2001а*). Судя по расположению идентифицированных линейных магнитных аномалий и данным глубоководного бурения, северный участок, расположенный напротив Камчатского залива, имеет возраст около 70 млн. лет, а расположенный к югу от него – на 20-25 млн. лет древнее (рис.3.10). В соответствие с экспериментальной зависимостью, связывающей мощность океанской литосферы с её возрастом (*Ботт, 1974*), мощность Тихоокеанской литосферной плиты напротив Камчатского залива должна составлять около 70 км, а напротив Кроноцкого и Авачинского заливов – примерно на 10 км больше, т.е. около 80 км.

Ещё одно важное отличие северного участка плиты – повышенная мощность осадочного чехла (осадочное тело Мейджи), достигающая 1.5-2 км. Низкая теплопроводность осадков и длительность формирования этого осадочного тела должны были оказать заметное влияние на распределение глубинных температур и, соответственно, на положение зон регионального метаморфизма в пределах северного литосферного блока.

На рис.3.11 (а) представлены диаграммы кондуктивных глубинных температур для южного (график 1) и северного (графики 2 и 3) литосферных блоков, рассчитанные без учёта (график 3) и с учетом (график 2) теплоизолирующих свойств осадочного тела Мейджи для случая установившегося теплового потока. Приведённые диаграммы показывают, что только за счет меньшей мощности литосферы и, главным образом, за счет «теплоизолирующих» свойств осадочного тела Мейджи, северный литосферный блок в предельном случае может быть прогрет примерно на 100-120⁰С сильнее южного. Нам пока неизвестны длительность формирования осадочного тела Мейджи и, соответственно, степень приближения глубинных температур к условиям теплового равновесия. Если принять, что основной объём этого осадочного тела был отложен в верхнем миоцене – нижнем плиоцене (*McNutt, 1980*), то реальное распределение глубинных температур будет, по-видимому, ближе к графику 2, чем к графику 3, особенно в верхней части разреза, которая и представляет основной интерес для оценки масштабов регионального метаморфизма.

Для пород верхней мантии и нижней части коры средний коэффициент теплового объёмного расширения оценивается величиной $3 \cdot 10^{-5} (^{\circ}\text{C})^{-1}$ (*Ботт, 1974*). С учетом этой величины и полученной разности температур литосферных блоков, разница в их плотности составит 0.010-0.012 г/см³.

Судя по морфологическим данным, величина изгиба литосферной плиты на внешнем склоне желоба достигает 4 – 5⁰, причем зона деформаций охватывает участок плиты шириной порядка 100 км. Если принять среднюю мощность литосферы 75 км и допустить, что область нулевых деформаций при изгибе находится вблизи «средней линии» литосферной плиты, а растяжение в «хрупкой» её части полностью компенсируется раскрытием трещин и пор, суммарная ширина которых уменьшается вниз по линейному закону, можно подсчитать, что ширина дислокаций, возникающих на поверхности такого флексурного изгиба, составит в сумме около 3 км, а их объём (на каждый километр по простиранию дуги) – 50 км³, что приблизительно соответствует 0.7% объёма литосферной флексуры. При заполнении трещин и пор водой средняя плотность литосферы в области изгиба должна уменьшиться на 0.016 г/см³. Эта величина характеризует лишь отрицательную часть изменения плотности литосферной плиты, обусловленную растяжением верхней её части при изгибе, и не учитывает возможное увеличение плотности в нижней части плиты, вследствие её сжатия.

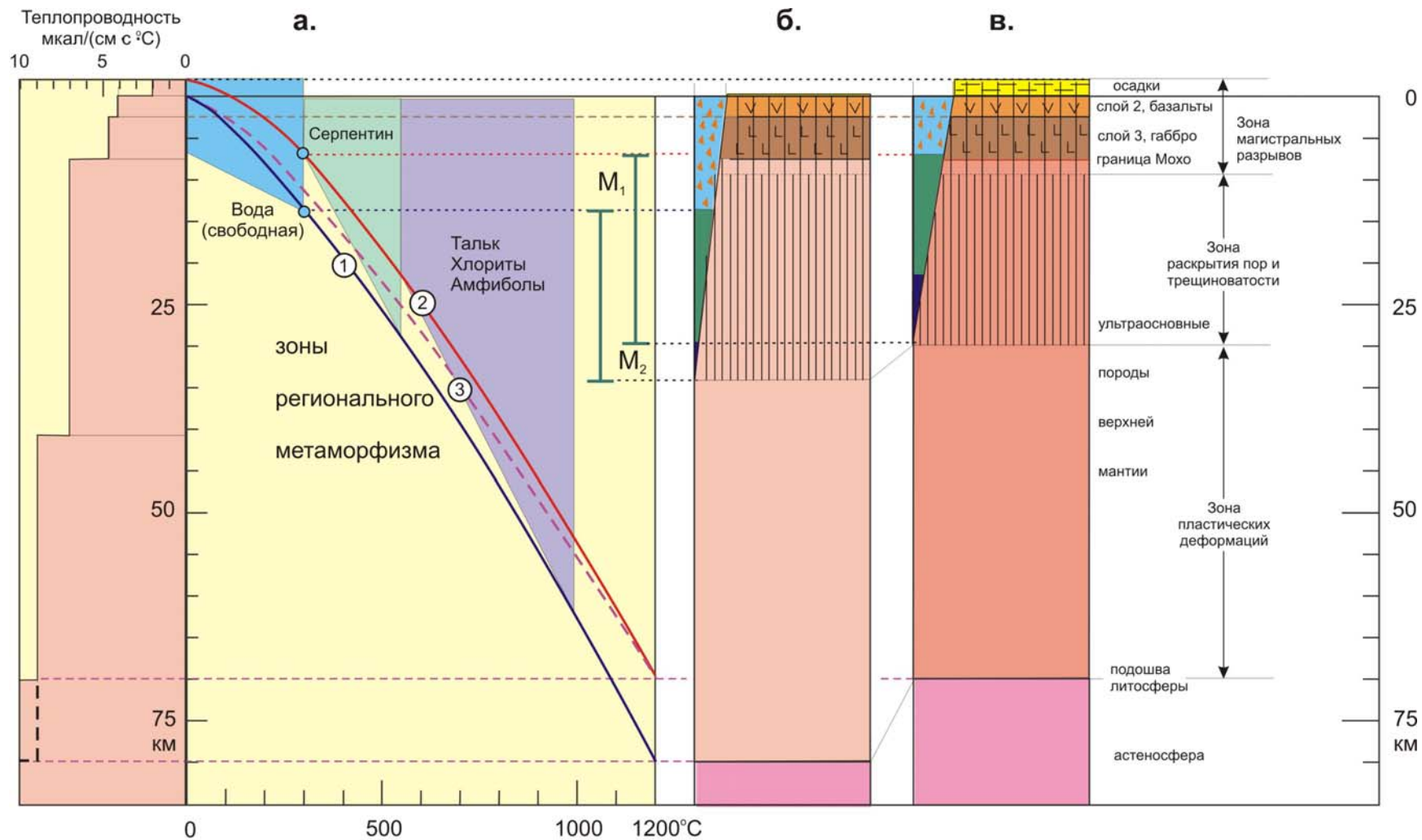


Рис. 3.11. Схема глубинных температур и зон регионального метаморфизма прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

а - диаграммы глубинных температур и областей образования водосодержащих минералов в южном (1) и северном (2,3) литосферных блоках с учетом (2) и без учета (3) теплоизолирующих свойств осадочного чехла; в левой части рисунка - принятая при расчете глубинных температур теплопроводность пород, в соответствии с работами (Галушкин и др., 1986; Смирнов, Сугробов, 1980); б, в - сравнительные характеристики глубинного строения и расположения зон регионального метаморфизма в южном (б) и северном (в) литосферных блоках прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

В дальнейшем предполагается, что для северного и южного блоков прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты упомянутое увеличение плотности в нижней части литосферы примерно одинаково.

Проникая в зону серпентинизации, глубже изотермы 300°C, вода взаимодействует с ультраосновными породами верхней мантии и полностью связывается в метаморфических комплексах, которыми, вероятно, заполняются возникшие трещины и поры и частично замещаются ультраосновные породы в окрестностях дислокаций. Выше этой изотермы вода остаётся в свободном состоянии и постепенно отжимается по мере погружения литосферной плиты под континентальный склон и увеличения статического давления. Серпентин и другие водосодержащие минералы малочувствительны к увеличению давления и разлагаются лишь под действием высоких температур, удерживая воду в погружающейся плите до глубин более 100 км (*Велинский, Банников, 1986*). Таким образом, разуплотнённость литосферной плиты, приобретённая в пределах краевого вала и внешнего склона желоба, в значительной мере исчезает под внутренним склоном, и на глубинах более 35-40 км определяется, в основном, лишь зонами регионального метаморфизма, в первую очередь – зонами серпентинизации, содержащими максимальное количество связанной воды (до 15 объёмн.% серпентина).

Положение зон регионального метаморфизма определяется распределением глубинных температур (рис.3.11). В северном литосферном блоке (рис.3.11в), с учетом его более высокой температуры, верхняя граница зоны серпентинизации находится, вероятно, в непосредственной близости от границы Мохоровичича, а в южном (рис.3.11б) - на глубине 14-15 км, т.е. заметно (на 6-7 км) глубже. Размер трещин и пор, в конечном счете, накладывает ограничение на степень метаморфизма и, соответственно, на количество связанной в метаморфических комплексах воды и степень разуплотнения литосферной плиты. В северном литосферном блоке, по сравнению с южным, зона серпентинизации смещена вверх, в сторону максимальной ширины дислокаций, что соответствует относительному увеличению суммарного объёма метаморфизованных пород и адекватному увеличению содержания связанной воды. С учетом принятых выше допущений, величина остаточного («метаморфического») разуплотнения литосферы (после отжима свободной воды и закрытия пор) для северного блока литосферной плиты оценивается величиной порядка 0.010, а в южном – около 0.005 г/см³. Соответственно, содержание воды, связанной в глубинных метаморфических комплексах, в северном литосферном блоке примерно в 2.0 раза выше, чем в южном.

3.3.3. Глубинная гидратация и сейсмофокальная зона

Таким образом, в верхней части зоны субдукции, после потери свободной воды, северный литосферный блок легче южного примерно на 0.015 г/см³ (на 0.010 г/см³ - за счет различий в глубинных температурах, и на 0.005 г/см³ – за счет различий в масштабах метаморфизма), что составляет около 30% избыточной плотности литосферы (0.05 г/см³), обеспечивающей её гравитационную неустойчивость в существующих плотностных моделях (*Гайнанов, Пантелеев, 1991*) и обычно принимаемой в геодинамических моделях зон субдукции. По-видимому, эта разница в плотности литосферных блоков является достаточной для наблюдаемых отклонений в геометрии сейсмофокальной зоны и положении вулканического пояса на северном участке дуги. При прочих равных условиях, менее плотные литосферные блоки медленнее «тонут» в астеносфере и, поэтому, характеризуются меньшими углами вхождения под островную дугу, т.е. зона субдукции и, соответственно, сейсмофокальная зона на таких участках более пологи и достигают глубин магмообразования при большей удалённости от оси глубоководного жёлоба. Как отмечалось, именно эти признаки являются характерными для северного участка дуги, севернее структуры Кроноцкого п-ова.

На рис.3.12 представлена принципиальная схема зоны субдукции, поясняющая природу двойного сейсмофокального слоя в концепции глубинной гидратации океанской литосферы. Глубинные температуры для погружающейся литосферной плиты нанесены с учётом результатов теоретического моделирования (*Маккензи, 1975; Kogan, 1975; Turcotte, Schubert, 1973; Uyeda, 1982*) применительно к литосфере мощностью 80 км и скорости субдукции 8 см/год, что примерно соответствует условиям субдукции литосферы прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты. На схеме показаны также сейсмоактивные зоны, описанные в разделе 3.1.3.

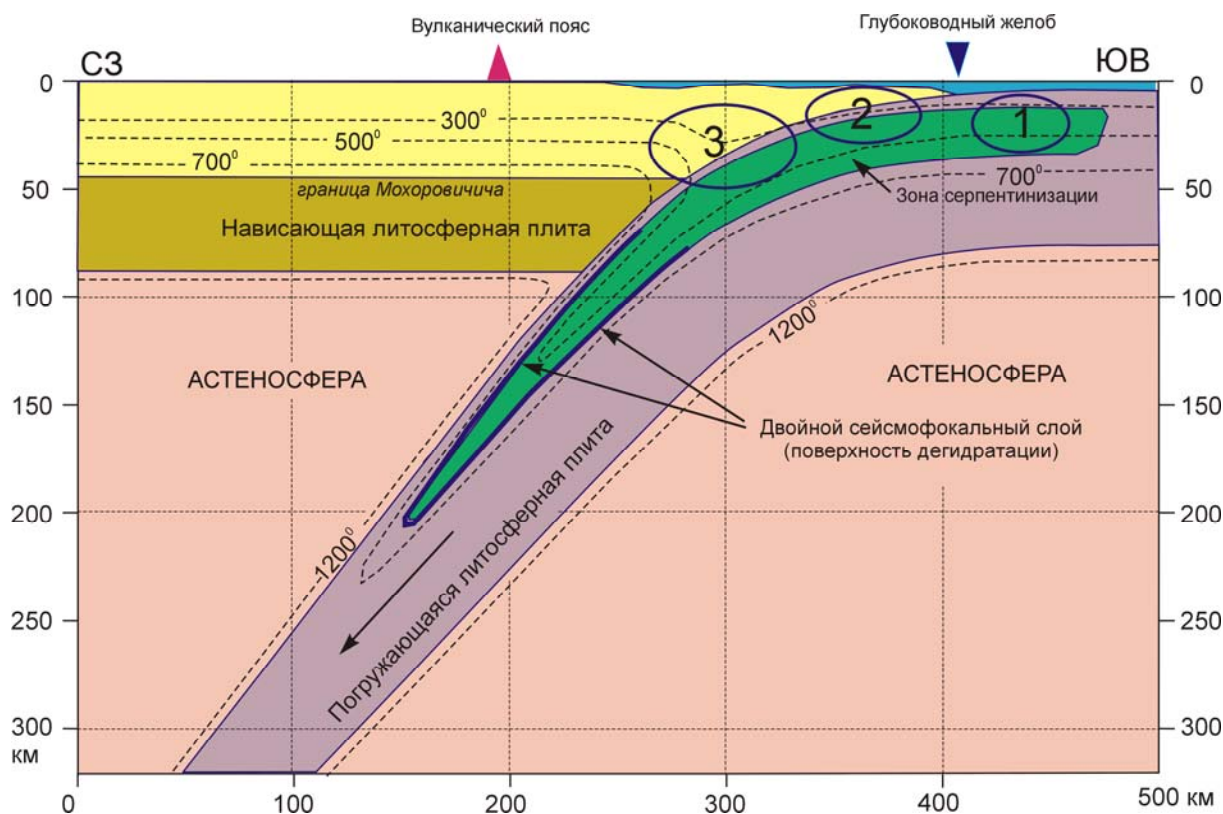


Рис.3.12. Принципиальная схема зоны субдукции, поясняющая природу двойного сейсмофокального слоя в концепции глубинной гидратации океанской литосферы. Кругами обозначено положение зон повышенной сейсмической активности: внешней (1), центральной (2) и внутренней (3).

Концепция глубинной гидратации океанской литосферы связывает природу двойного сейсмофокального слоя с процессами дегидратации серпентинитов в погружающейся океанской литосфере, которые контролируются распределением глубинных температур. В соответствии с существующими представлениями (Кеннет, 1987), полное разложение вторичных минералов и, соответственно, «обезвоживание» погружающейся плиты достигается при температурах порядка 1000-1200 °С. Однако главный этап процесса дегидратации, при котором высвобождается основная часть связанной в метаморфических комплексах воды, связан с дегидратацией серпентинитов. Этот этап завершается при достижении температур порядка 550-600 °С (Велинский, Банников, 1986).

Структура сейсмофокальных зон определяется глубокими и промежуточными землетрясениями. Представления о природе этих землетрясений неоднозначны. Существует несколько гипотез, объясняющих это явление: гипотезы неустойчивой ползучести, «плавления» при сдвиге, «охрупчивания» серпентинитов, потери внутреннего трения и др. (Ботт, 1974). Примечательно, что все эти гипотезы предполагают не только значительные по величине касательные напряжения, но и наличие двухфазной среды, т.е. присутствие свободной воды или магматического расплава.

Для «кровли» двойного сейсмофокального слоя наличие двух этих факторов вполне объяснимо. Действительно, вдоль кровли погружающейся океанической литосферной плиты предполагаются касательные напряжения величиной до нескольких килобар, при этом вполне понятно и присутствие свободной воды вследствие дегидратации сначала поверхностной, а затем и глубинной зон регионального метаморфизма. Здесь же предполагаются и области магомобразования.

Сложнее объяснить происхождение подошвы двойного сейсмофокального слоя, никак не связанной с границами литосферных блоков. По-видимому, дегидратация нижней части серпентинитового слоя при погружении и нагреве литосферной плиты сопровождается миграцией высвободившейся воды вверх, в зону более низких температур, и повторным её связыванием, т.е., по сути, в погружающейся плите происходит постепенное смещение зоны серпентинизации в область РТ-условий устойчивого существования серпентина. Этот процесс сопрово-

ждается увеличением объёма пород выше поверхности дегидратации и его сокращением ниже этой поверхности, что неизбежно ведёт к возникновению касательных напряжений по поверхности дегидратации и, вероятно, к их сейсмической разрядке в условиях двухфазной среды.

3.3.4. Сдвиговые зоны и тепловой поток прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты

Процессы глубинной гидратации океанской литосферы развиваются не только в пределах краевого вала и внешнего склона желоба. Известны ещё два типа структур, где создаются благоприятные условия для их проявления. Это трансформные и трансформно-конвергентные границы литосферных плит, являющиеся, по сути, сдвиговыми зонами. Неотъемлемой составной частью сдвиговых зон являются структуры растяжения: раздвиги и сбросы. Именно с этими структурными элементами сдвиговых зон и их глубинными «корнями» (зонами трещиноватости) связано, вероятнее всего, проникновение морских вод на большие глубины и их взаимодействие с породами верхней мантии. Процессы глубинной гидратации и сопутствующее разуплотнение мантийных пород в сдвиговых зонах является причиной широкого развития серпентинитового диапиризма и формирования положительных морфоструктур (приразломных «серпентинитовых» хребтов), иногда достигающих уровня океана и образующих «серпентинитовые» острова (Дубинин, 1987).

К востоку от Камчатки существуют как трансформные, так и трансформно-конвергентные сдвиговые зоны. Фрагменты древней трансформной сдвиговой зоны, разделявшей в раннем кайнозое плиты Тихоокеанскую и Кула, соответствуют северо-западному окончанию Императорского разлома и контролируют юго-западный склон возвышенности Обручева, а также прослеживаются напротив южной части Авачинского залива и Шипунского п-ова (Селиверстов, 1998). Главная ветвь этой зоны соответствует юго-западному склону возвышенности Обручева и, как уже отмечалось, разделяет северный и южный литосферные блоки прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты, существенно (на 20-25 млн. лет) различающиеся по возрасту. Морфологические элементы этой сдвиговой зоны развиты не только на юго-западном склоне, но и в привершинной части возвышенности Обручева, где отчетливо прослеживаются в рельефе фундамента под осадочным телом Мейджи в виде сбросовых структур и локальных поднятий, вероятно – небольших серпентинитовых куполов. Активные тектонические процессы в пределах этой сдвиговой зоны завершились в верхнем палеоцене - нижнем эоцене, когда возраст северного и южного литосферных блоков составлял около 15 и 35 млн. лет, соответственно. По термодинамическим условиям, процессы глубинной гидратации в литосфере столь незначительного возраста не могли развиваться глубже 10-15 км, т.е. способны были создать лишь незначительный по мощности слой серпентинитов под границей Мохоровичича. Однако на протяжении кайнозойской истории развития региона неоднократно отмечались вспышки тектонической активности, связанные с крупными этапами в перестройке границ литосферных плит в северной части Тихого океана, которые могли привести к тектонической активизации и этой сдвиговой зоны. События такого масштаба предполагаются для среднего эоцена, начала олигоцена и верхнего миоцена.

Другой, трансформно-конвергентный тип сдвиговой зоны соответствует западному сектору Алеутской островной дуги, в том числе – западному участку Алеутского желоба, включая его внешний борт и прилегающий участок Тихоокеанской плиты. Это современная сдвиговая зона, дислокации которой не только прекрасно выражены в рельефе морского дна, но и отражаются в механизмах очагов сильнейших землетрясений. Внешний борт западного участка Алеутского желоба и прилегающий участок Тихоокеанской плиты осложнены небольшими хребтами, по морфологии напоминающими «серпентинитовые» хребты в зонах крупнейших трансформных разломов.

В соответствии с теоретической зависимостью Склейтера (Parsons, Sclater, 1977), связывающей величину теплового потока с возрастом океанской литосферной плиты, на прикамчатском секторе Тихоокеанской плиты следовало бы ожидать средние фоновые значения теплового потока около 48 мВт/м^2 в пределах южного, и около 57 мВт/м^2 – в пределах северного литосферного блока. С учетом повышенной мощности осадков (0.5 км на южном, и 1.5-2 км на северном участках) эти значения должны быть несколько меньше, соответственно, около 45-46 и 50-51 мВт/м^2 .

Тепловой поток, измеренный в пределах краевого вала и внешнего склона Курило-Камчатского желоба, а также вдоль западного участка Алеутского желоба, заметно отличается от указанного повышенными значениями и характеризуется большим разбросом (Смирнов и др., 1982). Особенно велики отличия в пределах северного литосферного блока, точнее - в местах пересечения его краевого вала с двумя рассмотренными выше сдвиговыми зонами: зоной Императорского разлома и внешним склоном Алеутского желоба. Измеренные здесь значения в среднем превышают 75 мВт/м^2 , а в зонах пересечения структур достигают $100\text{-}120 \text{ мВт/м}^2$.

Столь значительные отклонения и большой их разброс можно объяснить, лишь допуская влияние конвективной составляющей. Представляется, что в пределах краевого вала дополнительный принос тепла в осадочный чехол может быть обусловлен гидротермальной циркуляцией в земной коре, нарушенной трещинами при изгибе литосферной плиты. В пределах сдвиговых зон конвективный перенос тепла может быть связан не только с гидротермальной циркуляцией, но и с восходящими движениями серпентинитовых куполов, протрузий и, вероятно, локальных магматических тел.

В работе (Дмитриев и др., 1999) приведены результаты термодинамического моделирования взаимодействия морской воды с мантийными перидотитами. При этом показано, что процесс серпентинизации мантийных перидотитов сопровождается выделением огромных количеств метана и водорода, причем наиболее эффективно генерация метана и водорода протекает при малых соотношениях вода/порода, т.е. в наиболее глубинных зонах серпентинизации, вероятно, в зонах трещиноватости и раскрытия пор. В процессе гидротермальной циркуляции морских вод, образовавшийся при серпентинизации перидотитов метан выносится в верхние слои осадочного разреза и к поверхности дна. Термобарические условия океанского дна и верхней части его осадочного чехла соответствуют условиям образования гидратов метана. Поэтому логично предположить, что осадки на океаническом склоне желоба и внешнем поднятии отличаются повышенным содержанием гидратов метана. В процессе субдукции океанской плиты газовые гидраты, в конечном счете, концентрируются в пределах материкового борта глубоководного желоба, где их повышенные концентрации установлены экспериментально, в том числе по данным бурения (Shipley, Didyk, 1982 и др.).

3.4. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 3

1. На основе существующих представлений о закономерностях развития сдвиговых зон, предложена концепция поэтапного развития западного сектора Алеутской дуги и непосредственного влияния этого процесса на кайнозойскую историю развития Камчатки. В соответствии с ней, заложению магистральных структур западного сектора Алеутской дуги предшествовал начальный этап развития широкой зоны сдвиговых дислокаций, обусловившей крупномасштабные проявления тектономагматических процессов восточнее камчатской зоны субдукции. Поглощение под Камчатку термодинамически активизированной, разуплотнённой литосферы и, как следствие этого, уменьшение угла наклона камчатской зоны субдукции, рассматриваются в качестве главной причины значительного смещения на запад (в область Срединного хребта) олигоцен-миоценовой зоны островодужного магматизма. Последующая, плиоцен-четвертичная миграция зоны островодужного магматизма в обратном направлении, связывается с увеличением наклона камчатской зоны субдукции вследствие резкого сокращения масштабов проявления тектономагматической активности к востоку от Камчатки (после заложения в верхнем миоцене магистральных структур западного сектора Алеутской дуги) и началом субдукции под Камчатку «холодной», более плотной литосферы верхнемезозойского возраста. С процессом увеличения наклона зоны субдукции связываются и другие особенности новейшего этапа развития Камчатки: контрастные вертикальные тектонические движения, заложение крупных грабен-синклиналий, мощные проявления ареального базальтового вулканизма, а также крупномасштабные погружения в пределах шельфа и континентального склона Восточной Камчатки.

2. Предложена палеогеодинамическая схема кайнозойской истории развития региона, разработанная на основе палеогеодинамических реконструкций в концепции тектоники литосферных плит, и учитывающая полученные к настоящему времени сведения о строении дна северной части Тихого океана и Берингова моря. Ввиду слабой изученности акваторий и неоднозначности палеогеодинамических реконструкций, данная схема рассматривается в качестве научной гипотезы. В соответствии с ней, преобладание в позднем мезозое - раннем кайнозое орогенных условий и замыкание окраинных бассейнов, разделявших островные дуги, связыва-

ется с близким расположением к ним спрединговых хребтов и высокой скоростью движения плиты Кула. Последующие деструктивные процессы, распространившиеся по Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне с юга на север, по мере «остывания» Тихоокеанской плиты, на Камчатке не проявлялись до плиоцен-четвертичного времени, что связывается с крупномасштабными тектономагматическими процессами, которые развивались к востоку от Камчатки в олигоцен-миоценовое время на начальном этапе формирования трансформной границы плит между центральным сектором Алеутской островной дуги и камчатской зоной субдукции. Начало новейшего этапа тектонического развития Камчатки было обусловлено резким сокращением масштабов этих тектономагматических процессов вследствие формирования магистральной трансформной границы литосферных плит на месте западного сектора Алеутской дуги.

3. В пределах Курило-Камчатского глубоководного желоба по морфологическим признакам различаются два типа внешнего склона, которые можно условно назвать «склоны растяжения» и «склоны сжатия». Первый тип склона («склон растяжения») характеризуется сравнительно небольшими углами наклона и развитием «обратных» ступеней (обращенных уступами вверх по склону). Второй тип склона («склон сжатия») характеризуется значительным ($4-5^{\circ}$) наклоном и развитием «нормальных» ступеней (обращенных уступами к желобу). Происхождение ступеней внешнего склона связывается с заложением в верхней части литосферной плиты системы раздвигов при её изгибе, и последующей деформацией (изгибом) призматических блоков под действием собственного веса в направлении к желобу (на «склонах растяжения») или под действием значительного по величине горизонтального сжатия в направлении от желоба (на «склонах сжатия»). В Курило-Камчатском желобе преобладает первый тип внешнего склона («склон растяжения»). Второй тип склона наблюдается лишь в районе сочленения структуры глубоководного желоба с возвышенностью Обручева. Здесь, кроме того, желоб имеет минимальные глубины, что в совокупности с большой крутизной внешнего склона и развитием на нём «нормальных» ступеней рассматривается как свидетельство значительного по величине горизонтального сжатия.

4. Изложены представления о глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты с учетом региональных особенностей его строения. На основе оценки глубинных температур, проведенной с учетом возраста литосферных блоков и особенностей строения осадочного чехла, показано, что северный участок Тихоокеанской плиты, расположенный напротив Ключевской группы вулканов, должен отличаться аномально высоким содержанием связанной воды. Рассмотрены возможные геодинамические следствия этого явления. В частности показано, что аномальные геодинамические характеристики на северном участке Курило-Камчатской дуги (смещение к западу вулканического пояса, выполаживание и незначительная протяженность сейсмофокальной зоны, а также, как будет показано в следующей главе - гигантские размеры вулканических построек и отсутствие крупных кальдер) могут быть обусловлены аномально высокой степенью гидратации северного участка погружающейся под Камчатку Тихоокеанской плиты.

5. Исходя из концепции глубинной гидратации, можно полагать, что осадки в пределах внешнего поднятия и внешнего склона желоба обогащены гидратами метана, которые, в процессе субдукции океанской плиты, в конечном счете, концентрируются в аккреционных комплексах материкового борта глубоководного желоба.



Глава 4

О ВЛИЯНИИ ПРОЦЕССОВ ВНЕШНЕЙ ГЕОДИНАМИКИ НА ОСТРОВОДУЖНЫЙ МАГМАТИЗМ

В этой главе будут рассмотрены возможные связи между процессами, относящимися, по сути, к процессам внешней геодинамики, и проявлениями островодужного магматизма. Здесь будет акцентировано внимание на двух таких процессах. Первый из них - гидратация океанской литосферы водами Мирового океана. Второй – глобальные гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана. Оба эти процесса обусловлены существованием на поверхности Земли гидросферы. Т.е. по сути, речь идет о влиянии гидросферы на геологические процессы, определяющие характер проявления островодужного магматизма. Этим вопросам посвящены работы (Селиверстов 2001а,б; 2003; 2004).

4.1. ГИДРОКОНВЕКЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА ОСТРОВОДУЖНОГО МАГМАТИЗМА

Еще до разработки тектоники литосферных плит в 1960 г. Котсом было предложено два возможных механизма магмообразования для Алеутской островной дуги, принятых позднее для зон субдукции (Кеннет, 1987): во-первых - плавление гидратированных пород пододвигаемой океанической коры при достижении зоны высоких температур, во-вторых – образование магмы из пород мантийного клина, вследствие снижения температуры их плавления под воздействием водного флюида, мигрирующего вверх из погружающейся плиты. До настоящего времени в тектонике плит не предложено других, принципиально новых механизмов. В обоих механизмах первостепенная роль в процессе магмообразования отводится водному флюиду, выделяющемуся при дегидратации погружающейся литосферной плиты.

4.1.1. Гидроконвекционные магматические системы

В предыдущих разделах было показано, что с учетом региональных особенностей геологического строения прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты следует ожидать существенного различия в содержании связанной воды в его северном и южном литосферных блоках. Учитывая первостепенную роль воды в процессе генерации островодужных магм, указанное различие должно заметно отразиться не только на геометрии и структуре сейсмофокальной зоны, но и на проявлениях островодужного магматизма.

Действительно, зона современного вулканизма на севере Камчатки заметно отличается от Восточного вулканического пояса и юга Камчатки не только большей удалённостью от глубоководного желоба, но и по ряду других геоморфологических, геофизических и петролого-геохимических признаков. Здесь мы акцентируем внимание лишь на двух из них. Во-первых, вулканы Северной группы резко отличаются своими гигантскими размерами и исключительно высокой активностью. Поперечные размеры основания этих вулканов достигают первых десятков километров. Здесь находятся вулканические постройки с максимальными для Курило-Камчатской дуги абсолютными отметками: Ключевской – 4750 м, Камень – 4585 м, Плоская Ближняя – 4108 м, Плоская Дальняя – 3943 м и др. Для сравнения заметим, что абсолютные отметки большинства вулканов Восточного пояса и юга Камчатки находятся в пределах 1000-2500 м, а размеры основания редко превышают 10 км. Во-вторых, на северном участке дуги отсутствуют гигантские кальдеры (до нескольких километров в поперечнике), в то время как в пределах Восточного вулканического пояса и юга Камчатки такие кальдеры широко распространены. Какова же возможная связь этих аномальных отклонений на северном участке дуги со степенью глубинной гидратации океанской литосферы?

В отношении размеров вулканов такая связь становится понятной на качественном уровне, если допустить, что содержание воды, растворённой в глубинных (астеносферных) магматических очагах и нижних частях магматических колонн, имеет прямую зависимость от

количества водного флюида, поступающего в зону магмообразования при дегидратации погружающейся литосферной плиты, или, в конечном счете - от степени гидратации этой плиты. Действительно, если зона глубинной гидратации в северном литосферном блоке по сравнению с южным отличается более высоким (в 2 раза) содержанием связанной воды, то глубинные магматические очаги и нижние участки магматических колонн под Северной группой вулканов, в отличие от вулканов Восточного пояса и юга Камчатки, содержат заметно больше растворённой воды и, соответственно, отличаются меньшей плотностью. Вследствие этого, компенсация литостатического давления на северном участке дуги достигается при значительно большей высоте магматической колонны, что, вероятно, и является главной причиной гигантских размеров вулканов Северной группы и колоссальных масштабов проявления их вулканической активности. Каковы же возможные значения содержания водного флюида в островодужных магмах на больших глубинах?

Известно (*Барбанов, 1985*), что предельное содержание воды, растворённой в магме при поверхностных условиях, крайне незначительно (доли процента). Однако с ростом глубины и давления картина существенно меняется. На глубинах порядка 30 км и температурах 1100-1200^oC насыщение андезитовых и базальтовых магм достигается уже при содержании воды более 10 массовых %, и с дальнейшим увеличением глубины эта тенденция сохраняется.

Согласно экспериментальным данным, с ростом давления возрастает также растворимость порообразующих минералов в водном флюиде, которая, при мантийных параметрах, приближается к растворимости легкорастворимых солей в комнатных условиях. При этом ожидается, что на глубинах 100-120 км (давление 30-40 · 10⁸ Па) будет иметь место постепенный переход между водно-силикатными флюидами и гидратированными силикатными расплавами (*Рябчиков, 1982*). Возможно, что зона островодужного магмообразования и есть та область, где исчезает грань между водно-силикатным раствором и магматическим расплавом, и водный флюид, высвобождающийся при дегидратации погружающейся литосферной плиты, способен превращаться в магматический расплав при растворении достаточно большого количества минералов из погружающейся плиты, астеносферы и мантийных пород нависающей литосферной плиты.

На рис. 4.1 (а,б) представлена принципиальная схема проявлений островодужного магматизма, отражающая сущность представляемой гидроконвекционной гипотезы.

Образовавшийся в процессе дегидратации погружающейся литосферной плиты магматический раствор-расплав поднимается к подошве нависающей литосферной плиты и накапливается в глубинных астеносферных очагах. Его дальнейшее продвижение вверх связано с проработкой канала в литосфере. По-видимому, этот процесс обусловлен, в основном, частичным плавлением и растворением вмещающих пород над астеносферным очагом восходящими высокотемпературными потоками магмы (магматического раствора-расплава). Обогащаясь растворенными силикатами и минеральными включениями, магма становится более плотной и опускается в нижнюю часть астеносферного очага, уступая место свежим порциям более разуплотненной и горячей магмы. Таким образом, уже на стадии проработки магматического канала закладывается конвекционная магматическая система.

При восходящем движении магмы по проработанному каналу снижается ее давление и, соответственно, уменьшается растворимость воды в магме. В процессе подъема магма достигает «критической» глубины, начиная с которой растворенный в магме водный флюид начинает выделяться в виде свободной фазы. Отделившийся водный флюид благодаря высокой температуре активно взаимодействует с вмещающими горными породами и способствует развитию промежуточных магматических камер или промежуточных очагов. При этом за счет процессов плавления (растворения) и ассимиляции вмещающих пород, в пределах промежуточного очага может возникать зональность по составу магм: от первичных базальтов до андезитов и дацитов.

При частичном обезвоживании плотность магмы увеличивается и создаются условия для её конвекции, т.е. условия для проявления нисходящих движений частично обезвоженной магмы и замкнутой магматической циркуляции между астеносферными и промежуточными магматическими очагами (рис.4.1а). Такая гидроконвекционная магматическая система является, прежде всего, эффективным механизмом интенсивного переноса воды и тепла из астеносферы на «промежуточные» глубины, обуславливая развитие зон регионального метаморфизма и высокотемпературных гидротермальных систем.

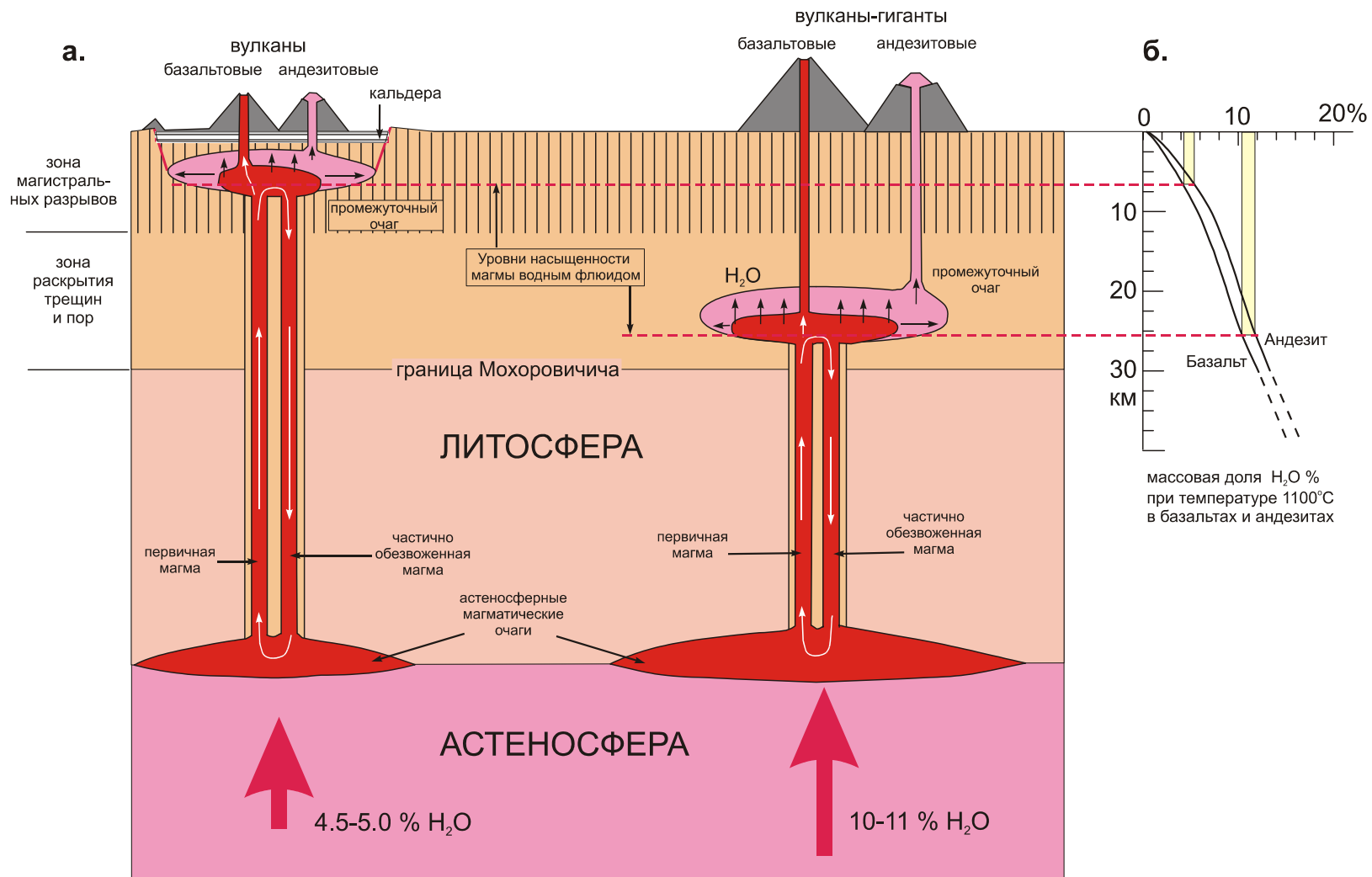


Рис. 4.1. Принципиальная схема проявлений островодужного магматизма при различном содержании растворённой воды в магме (а) и диаграмма растворимости воды в андезитовой и базальтовой магме (б) по данным (Барабанов, 1985).

Благодаря постоянному притоку тепла и свежей магмы, промежуточные очаги таких магматических (гидромагматических) систем не «замерзают» и способны длительное время поддерживать активность связанных с ними вулканических центров и гидротермальных систем. При этом важно отметить, что для устойчивого функционирования такой магматической системы вовсе не требуется выход магмы на поверхность Земли, т.е. она способна существовать независимо от проявлений вулканизма. Поэтому вполне возможно длительное существование «слепых» магматических систем, без проявлений вулканической активности, а также существование активных магматических систем под «потухшими» вулканами. Вулканическая активность над такими системами может впервые проявиться или возобновиться после длительного перерыва, вследствие, например, локальных изменений тектонических условий в земной коре или других факторов. Отсюда следует весьма важный в практическом отношении вывод: при районировании вулканической опасности следует принимать во внимание не только действующие вулканы, но и активные магматические системы, над которыми действующие вулканы отсутствуют.

Глубина возникновения промежуточных очагов соответствует глубине начала отделения свободной водно-флюидной фазы, т.е. определяется Р-Т условиями насыщения магмы растворённой водой и связана прямой зависимостью с содержанием растворённой в магме воды (рис.4.1б). Так, при 10% -ном содержании воды и температуре 1100°C андезитобазальтовые магмы выделяют свободный водный флюид начиная с глубин около 25 км, а при содержании 3% - с глубин менее 5 км. Отсюда следует, что глубина промежуточных очагов в островных дугах зависит от степени насыщенности «первичной» магмы водным флюидом, т.е. в конечном счете, определяется степенью гидратации погружающейся под островную дугу океанской литосферной плиты.

В этом выводе, в частности, содержится ответ на вопрос: почему на северном участке Курило-Камчатской дуги при гигантских размерах вулканических построек практически отсутствуют крупные кальдеры? Действительно, в глубинных магматических очагах под северным участком Курило-Камчатской дуги предполагается относительно высокое содержание растворённой воды и, соответственно, более значительные глубины промежуточных очагов, исключаящие, возможность проявления кальдерообразующих движений.

4.1.2. О возможной природе глубоких длиннопериодных землетрясений и вулканического дрожания

Процесс выделения из магмы растворённого водного флюида в свободную фазу сопровождается увеличением суммарного объема флюида и магмы, по сравнению с исходным расплавом, т.е. требует затрат энергии. Такого рода процессы проявляются дискретно. Они начинаются лишь после некоторого превышения «критических» параметров, т.е. в условиях пересыщенного раствора, и развиваются лавинообразно, приводя практически к мгновенному выделению в свободную фазу излишков растворённого флюида во всей массе пересыщенного раствора. Быстрое, лавинообразное выделение водного флюида в свободную фазу и соответствующее дискретное увеличение объёма являются, вероятно, причиной вулканических землетрясений определенного типа: механизмы таких землетрясений соответствуют источникам дилатации в магматическом расплаве. В связи с этим, можно полагать, что зона промежуточного очага, где происходит отделение основных объемов водно-флюидной фазы, является сейсмически активной. При этом сейсмическая активность в зоне промежуточного очага (частота сейсмических событий) определяется интенсивностью выноса растворённого флюида восходящим потоком магмы, т.е. является показателем интенсивности циркуляции магмы в гидроконвекционной магматической системе, а сами землетрясения в силу своей природы имеют существенные отличия по динамическим характеристикам от тектонических и вулкано-тектонических землетрясений.

По-видимому, именно такая сейсмически активная зона существует под Ключевским вулканом на глубине 25-30 км. Эта зона является источником так называемых глубоких длиннопериодных (ГДП) землетрясений, отличающихся по ряду признаков от тектонических и вулкано-тектонических землетрясений (*Горельчик, Сторчеус, 2001; Горельчик и др., 2004*). Сравнительные характеристики вулкано-тектонических и глубоких длиннопериодных землетрясений, заимствованные из работы (*Горельчик и др., 2004*), приведены на рис.4.2.

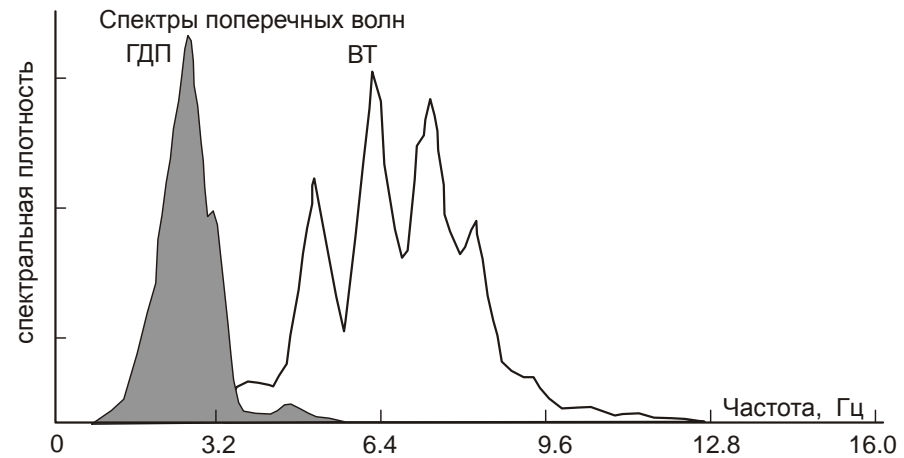
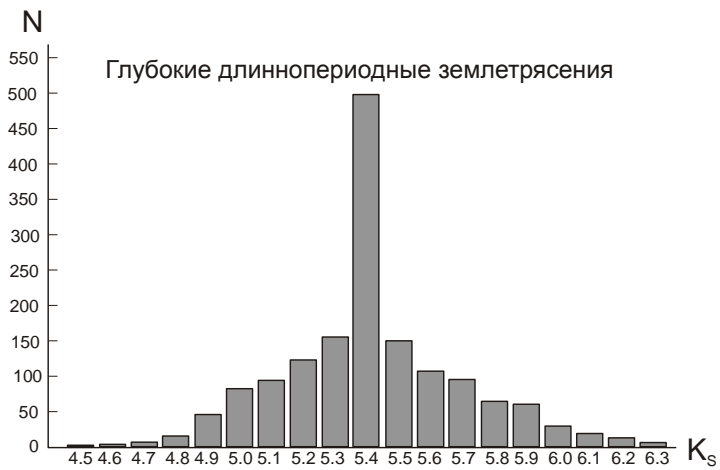
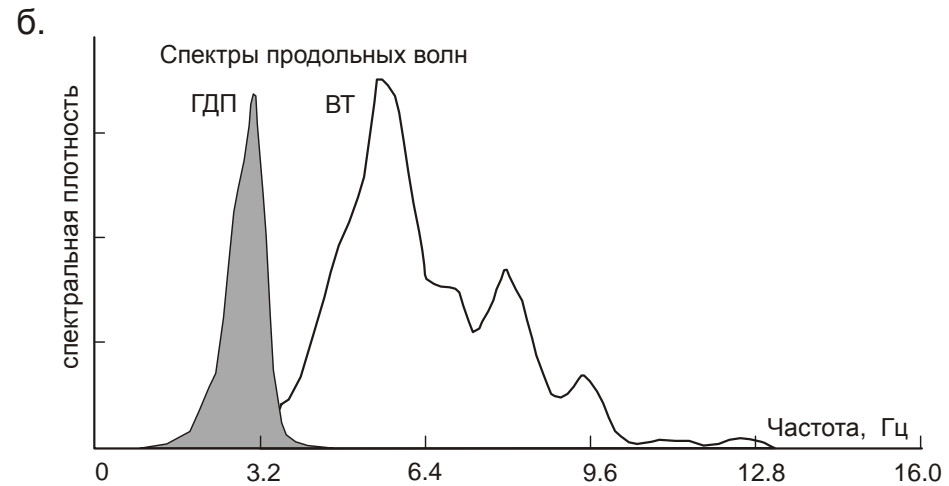
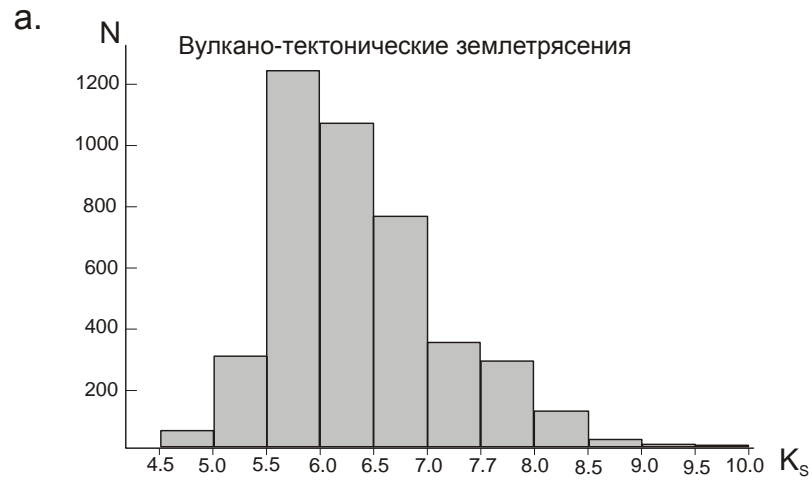


Рис. 4.2. Распределение по энергетическим классам (а) и спектральный состав (б) вулкано-тектонических (ВТ) и глубоких длиннопериодных (ГДП) землетрясений под Ключевским вулканом по данным (Горельчик и др., 2004).

Спектральный состав глубоких длиннопериодных землетрясений смещен в сторону низких частот (0.5 - 5 Гц), по сравнению со спектром обычных вулcano-тектонических землетрясений соответствующих энергетических классов (1 – 15 Гц). Энергетический класс ГДП-землетрясений заключен в сравнительно узком диапазоне ($K_S = 5.0-5.7$). Характерной чертой ГДП-землетрясений является также подобие формы записи индивидуальных сигналов, составляющих серии и рои, что свидетельствует о неоднократном возбуждении стационарного источника при неструктивном процессе. При этом наблюдается сходство пространственных, временных и спектральных характеристик ГДП-землетрясений и вулканического дрожания.

А.В. Сторчеусом рассмотрены возможные механизмы ГДП-землетрясений (*Горельчик, Сторчеус, 2001; Горельчик и др., 2004*) и сделан вывод о том, что данный тип землетрясений, вероятнее всего, действительно связан с переходом в свободную фазу растворенных в магме летучих, прежде всего – растворенной в магме воды, что и предполагается в рамках рассматриваемой гидроконвекционной гипотезы. Отмеченную в указанных выше работах идентичность спектрального состава Р и S фаз ГДП-землетрясений можно рассматривать как указание на обменную природу S-фазы, ее генерацию при наклонном падении Р-волны на резкую границу раздела магматический расплав - горная порода.

Движение насыщенной водным флюидом магмы из промежуточного очага к поверхности в процессе извержения сопровождается отделением свободной флюидной фазы практически по всей высоте магматической колонны, находящейся над промежуточным очагом, т.е. вся многокилометровая магматическая колонна в этом случае может являться источником многочисленных сейсмических событий с динамическими характеристиками ГДП-землетрясений. По-видимому, суперпозиция этих событий является важной составной частью сейсмического процесса, которое соответствует понятию «вулканическое дрожание». Отмеченное выше сходство пространственных, временных и спектральных характеристик ГДП-землетрясений и вулканического дрожания подтверждают эту точку зрения.

4.1.3. О некоторых закономерностях проявления сейсмической активности под Ключевским вулканом

Благодаря развитию локальной сети сейсмологических наблюдений Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) в районе Ключевской группы вулканов, значительно повысилась ее информативность. В последнее 10-12 лет стало возможным определять гипоцентры и динамические характеристики даже сравнительно слабых (с K_S порядка 4) вулканических землетрясений практически без пропусков и с достаточно высокой точностью.

Ключевской вулкан поистине является уникальным объектом для изучения закономерных связей сейсмичности и вулканизма. Именно благодаря уникально-высокой его активности за это, сравнительно короткое время был получен богатый и представительный фактический материал по слабым вулканическим землетрясениям, в том числе по рассмотренным выше ГДП-землетрясениям.

На рис.4.3–4.4 представлены временные диаграммы плотности распределения энергии землетрясений непосредственно под постройкой Ключевского вулкана в контуре, радиусом около 6 км от его вершины, за последние 10 лет (1998-2007 гг.). Диаграммы построены с использованием каталога землетрясений (КФ ГС РАН) по Ключевской группе вулканов за указанный период времени, с применением ГИС-технологий. На диаграммы нанесены также сведения о проявлениях вулканической активности Ключевского вулкана по визуальным наблюдениям.

На представленных диаграммах отчетливо выделяются описанные в ряде работ (*Горельчик, Гарбузова, 2001; Горельчик и др., 2004 и др.*) уровни глубоких, промежуточных и приповерхностных землетрясений под Ключевским вулканом. При этом наиболее ярко выражены 2 зоны: глубинная зона, в диапазоне 25-32 км, и приповерхностная зона, в диапазоне глубин от 2 км ниже уровня океана, до 4 км выше уровня океана (в постройке вулкана). Необходимо отметить, что глубинная сейсмоактивная зона по своему расположению и глубине соответствует низкоскоростной аномалии, выделенной по данным сейсмической томографии (*Гонтовая и др., 2003; 2007*).

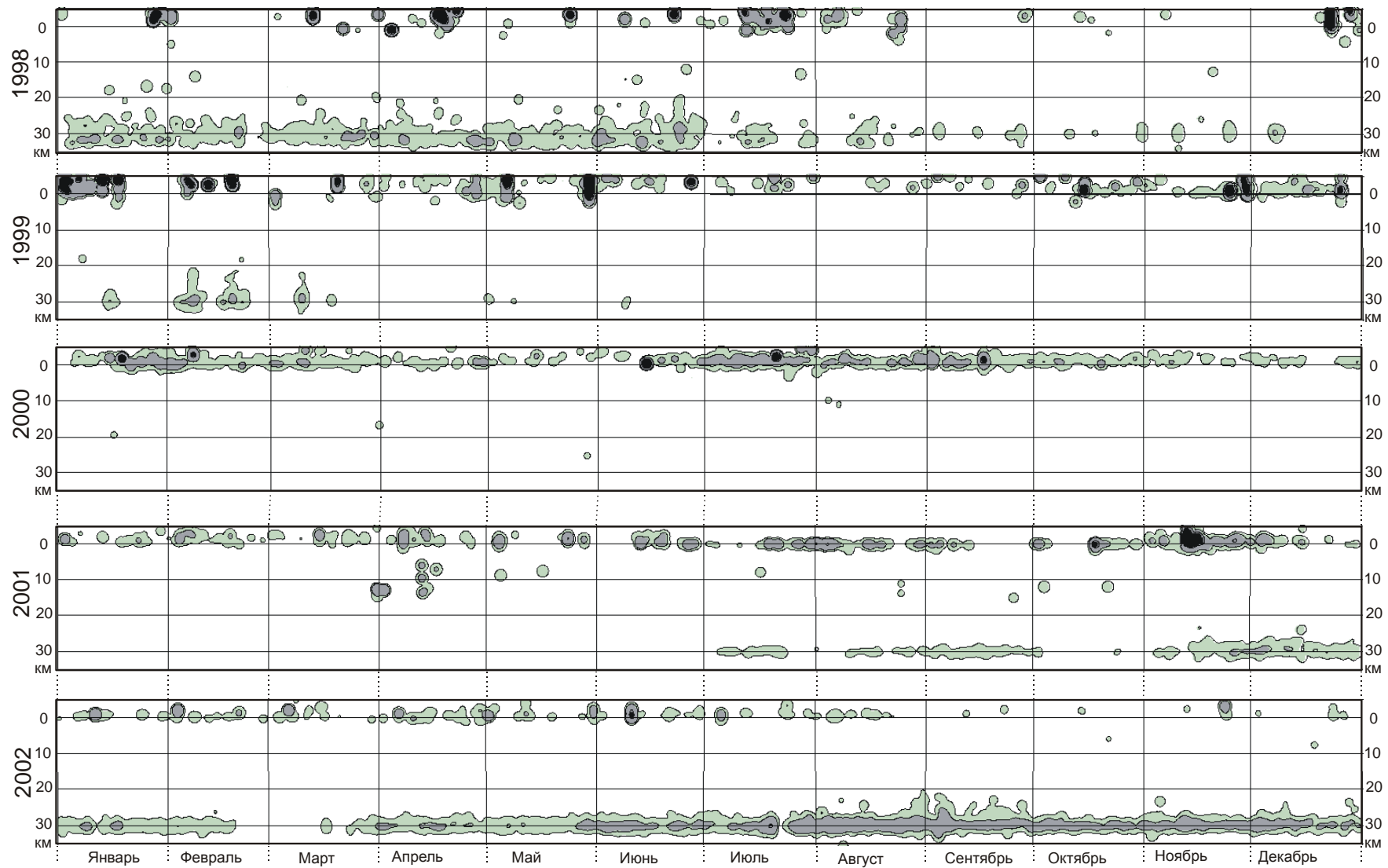


Рис. 4.3. Плотность распределения энергии землетрясений под Ключевским вулканом в 1998-2002 гг. Радиус осреднения 1.5 (км, сут.).
Условные обозначения см. на рис. 4.4.

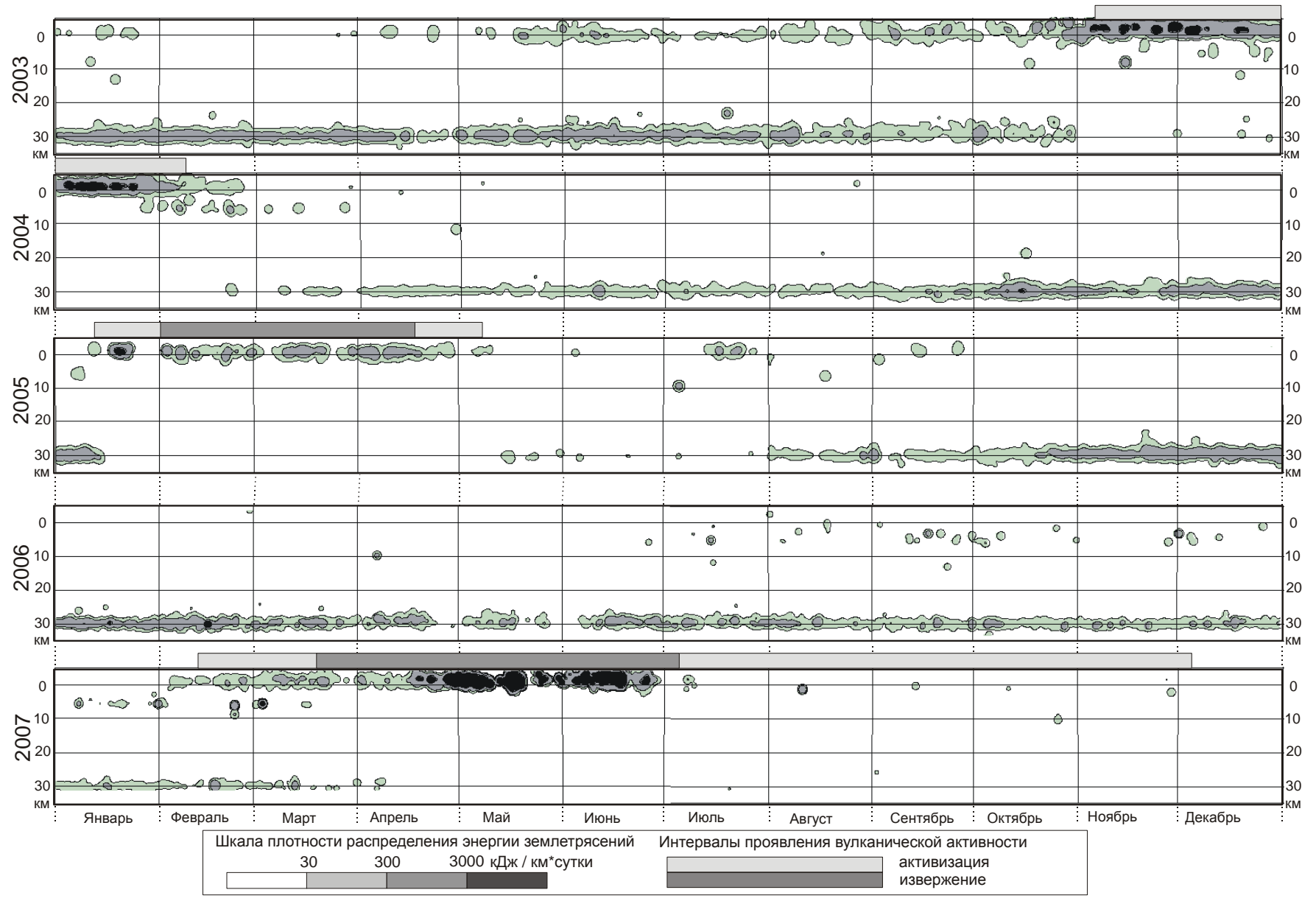


Рис. 4.4. Плотность распределения энергии землетрясений под Ключевским вулканом в 2003-2007 гг. Радиус осреднения 1.5 (км, сут.).

За рассматриваемый период времени сейсмическая активность в пределах этих зон проявлялась неравномерно. Причем явно прослеживается обратная корреляция в проявлениях сейсмической активности глубинной и приповерхностной зон. Так, с марта 1999 по июнь 2001 г. глубинная зона фактически никак себя не проявляла, в этот же период приповерхностная зона была весьма активна. И хотя длительной активизации вулкана в это время не отмечалось, тем не менее, по визуальным наблюдениям неоднократно наблюдались сравнительно кратковременные эпизоды усиления парогазовой активности с выносом пепла и небольшими эксплозиями. (рис.4.3). Аналогичные примеры «отрицательной обратной связи» этих двух зон можно проследить также с ноября 2003 по февраль 2004 г. и с января по декабрь 2007 г. (рис.4.4.). Последние примеры особенно интересны, т.к. в указанные периоды наблюдались яркие проявления вулканической активности.

В сентябре-октябре 2003 г. появились первые признаки активизации Ключевского вулкана в виде повышенного уровня вулканического дрожания. В декабре 2003 - январе 2004 гг. в ночное время отчетливо наблюдалось свечение над вершиной вулкана. При этом с ноября 2003 по февраль 2004 г. сейсмическая активность в глубинной зоне практически исчезла, а в приповерхностной резко возросла (рис.4.4). Хотя полноценного извержения в этот период времени не произошло, свечение над кратером однозначно свидетельствовало о подъеме магмы в жерле вулкана и заполнении его вершинного кратера. В январе 2005 г. на Ключевском вулкане снова начался подъем магмы к вершинному кратеру и стало наблюдаться яркое свечение над вершиной вулкана, при этом резко возросла сейсмическая активность приповерхностной зоны и исчезли признаки сейсмической активности в глубинной зоне (рис.4.4). К концу января 2005 г. магма переполнила кратер и началось вершинное извержение Ключевского вулкана, продолжавшееся до середины апреля 2005 г. В апреле-мае 2005 г. сейсмическая активность приповерхностной зоны заметно ослабла, при этом «оживла» глубинная зона. С июня по декабрь 2005 г. сейсмическая активность глубинной зоны постепенно возрастала при одновременном ослаблении активности в постройке вулкана. Аналогичная картина наблюдалась и при следующем, еще более мощном извержении Ключевского вулкана в 2007 году. Это извержение началось в конце марта 2007 года, хотя признаки активизации отмечались с середины февраля. С началом извержения сейсмическая активность глубинной зоны также сошла «на нет», а сейсмическая активность приповерхностной зоны резко возросла (рис.4.4). Необходимо добавить, что в последующий период времени (с января 2008 по май 2009 г., не отраженный на рис.4.3 и 4.4) отмечалась все та же закономерная связь между вулканической активностью и проявлениями поверхностной и глубинной зон сейсмической активности под вулканом. Во время извержения (с середины ноября 2008 г. по начало января 2009 г.) активность глубинной зоны вновь сошла «на нет», и стала восстанавливаться лишь в феврале 2009 г., после окончания извержения.

Рассмотренные закономерные связи проявлений вулканической и сейсмической активности Ключевского вулкана находят простое объяснение в рамках гидроконвекционной гипотезы. Действительно, при подъеме магмы увеличивается высота магматической колонны и возрастает давление в промежуточном очаге. Соответственно, увеличивается растворимость летучих в магме. Процесс отделения свободной флюидной фазы прекращается и ГДП-землетрясения в промежуточном очаге исчезают. Снижение уровня магмы в подводящих каналах приводит к соответствующему уменьшению давления в промежуточном очаге и возобновлению процесса отделения свободной флюидной фазы из пересыщенного летучими магматического расплава, при этом вновь начинает проявляться и сейсмическая активность глубинной зоны.

Сейсмическая активность приповерхностной зоны, по-видимому, также в значительной мере связана с выделением свободной флюидной фазы из магматического расплава и ее взаимодействием с вмещающими гидрогеологическими комплексами земной коры. Содержащийся в магме свободный водный флюид находится под давлением, соответствующим гидростатическому давлению магмы, которое определяется плотностью и высотой магматической колонны. В тоже время, в верхней части земной коры давление флюидной фазы во вмещающих горных породах определяется гидростатическим давлением грунтовых вод, т.е. зависит, в основном, от высоты водного столба. Плотность воды примерно втрое меньше плотности магмы, и, соответственно, давление свободной флюидной фазы, содержащейся в магматической колонне примерно втрое превышает давление грунтовых вод в окружающих горных породах земной коры. Поэтому переход свободной флюидной фазы из магмы во вмещающие горные породы должен сопровождаться резкими изменениями ее объема и, соответственно, возникновением сейсмиче-

ских событий дилатационной природы. Особенно значительные изменения объема при таком переходе будут иметь место при достижении магмой отметок с «докритическим» давлением воды во вмещающих гидрогеологических комплексах, т.е. при давлении менее 225 атм. (или менее 2250 м водного столба). Следовательно, подъем магмы на глубины докритических давлений грунтовых вод (менее 2.2-2.5 км) должен сопровождаться резким увеличением сейсмичности приповерхностной зоны.

По-видимому, рассмотренные процессы в значительной мере определяют сейсмическую активность приповерхностных зон и под другими действующими вулканами, в частности – под вулканом Шивелуч, где в 2001 г. при подготовке к извержению и в процессе самого извержения отмечался отчетливый максимум сейсмической активности на глубинах порядка 2-2.5 км.

4.2. ГИДРОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Вулканическая активность в геологическом времени не оставалась постоянной, а скорее проявлялась эпизодически в течение всей геологической истории Земли. Кайнозойский отрезок истории в этом отношении не является исключением. Полученные к настоящему времени многочисленные фактические данные указывают на эпизодичность и глобальное усиление вулканической активности в позднем кайнозое, что особенно ярко проявилось в четвертичное время. Об этом свидетельствуют распределение прослоев вулканических пеплов в осадочном чехле Мирового океана, изученных в скважинах глубоководного бурения, а также датировки серий вулканических пород и отложений тефры по обрамлению Тихого океана (Кеннет, 1987).

Глобальное усиление вулканической активности - не единственная примечательная черта позднего кайнозоя. К этому периоду времени относится и существенное изменение характера эвстатических колебаний уровня Мирового океана, прогрессирующее влияние на эвстатический процесс высокочастотной составляющей - циклов четвертого порядка, длительностью от десятков до первых сотен тысячелетий. Наиболее полные и представительные данные по этим циклам получены благодаря успешному применению изотопно-кислородного и палеомагнитного методов при изучении колонок глубоководных осадков (Shackleton, Opdyke, 1973; Shackleton, Opdyke, 1976). Основные особенности этих циклов были рассмотрены выше, в разделе 1.4.

Позднекайнозойские эвстатические циклы 4-го порядка обусловлены исключительно перемещениями водных масс между океаном и сушей в процессе роста и деградации ледников, т.е. по своей природе являются гляциоэвстатическими (Николаев, 1972). Причина их прогрессирующего влияния на неоген-четвертичный эвстатический процесс связывается с проявлением высокоамплитудных колебаний в системе ледники-океан-атмосфера, обусловленных развитием антарктического покровного оледенения вследствие постепенного смещения Антарктиды в южные полярные широты и возникновение циркумполярного Антарктического течения (Ушаков, Ясманов, 1984). Судя по изотопно-кислородным данным (Кеннет, 1987), незначительные по амплитуде гляциоэвстатические колебания уровня океана отмечались еще в среднем и верхнем миоцене. Но максимального размаха (более 100 м) они достигли лишь в плейстоцене и в значительной мере обусловили современный облик побережий и шельфа Мирового океана.

4.2.1. Эвстазия и вулканизм

Каковы же временные связи между глобальными эвстатическими циклами различных порядков и периодами усиления вулканической активности?

Кайнозойское время характеризуется постепенным усилением вулканической активности, что особенно заметно проявилось в позднем кайнозое (Кеннет, 1987). В частности, для обрамления Тихого океана по наземным данным в позднем кайнозое выделяют 4 крупных эпизода усиления вулканической активности: каскадный (четвертичное время), фиджийский (раннеплиоценовый), андийский (позднемиоценовый) и колумбийский (среднемиоценовый) (Кеннет, 1987). Несмотря на то, что эти эпизоды относятся лишь к тихоокеанскому региону, они нашли достаточно отчетливое выражение и в диаграмме средней частоты встречаемости прослоев вулканических пеплов в осадочном чехле Мирового океана, (рис.4.5а), составленной Дж. Кеннетом по данным глубоководного бурения и характеризующей глобальные изменения эксплозивной вулканической активности (полного соответствия здесь, очевидно, ожидать трудно). Заметим, что кайнозойское время соответствует нисходящей ветви последнего эвстатического цикла первого порядка, т.е. неоген-четвертичное усиление вулканической активности происходило на фоне последовательного понижения уровня океана.

Детальность диаграммы распределения прослоев вулканических пеплов в осадочном чехле Мирового океана (рис.4.5б) невысока и ограничена протяженностью отдельных биостратиграфических зон. Всё же сравнивая эту диаграмму с глобальной эвстатической диаграммой циклов 2-го и 3-го порядков (рис.4.5, а), можно заметить, что вспышки эксплозивной вулканической активности (в пределах биостратиграфических зон 22, 19-20, 14-16, 7-6 и на границе зон 9-10 и 12-13) тяготеют к участкам временной шкалы, где появляются экстремальные значения низкого уровня океана в циклах 3-го порядка, причем само появление этих экстремальных значений на эвстатической диаграмме, судя по изотопно-кислородным данным (Кеннет, 1987), обусловлено «вспышками» более высокочастотных, гляциоэвстатических циклов 4-го порядка (в плейстоцене, плиоцене, и, вероятно, в верхнем и среднем миоцене). Максимальное количество прослоев вулканических пеплов залегает в биостратиграфически нерасчленённом верхнеплиоцен-четвертичном разрезе морских осадков (биостратиграфическая зона №22, последние 1.8 млн. лет). Этому же отрезку времени, особенно второй его половине, соответствует и главный всплеск гляциоэвстатической активности с максимальными по амплитуде колебаниями уровня океана (до 130-140 м).

Таким образом, прослеживается вполне определённая связь периодов усиления вулканической активности с проявлениями гляциоэвстатических колебаний уровня океана (циклов 4-го порядка). Как же соотносятся отдельные фазы этих гляциоэвстатических циклов с периодами усиления вулканической активности?

Судя по крупнейшим датированным вулканическим событиям плейстоцена, глобальное усиление эксплозивной вулканической активности в островных дугах с образованием гигантских кальдер и максимальными объёмами пирокластических покровов и игнимбригов, происходило в периоды гляциоэвстатических понижений уровня океана на величину 100-130 м относительно современного, т.е. в периоды максимальных оледенений суши, соответствующие четным стадиям изотопно-кислородной диаграммы Шеклтона-Опдайка. На рис.4.6 проиллюстрирована временная связь периодов глобальных вспышек кислого вулканизма (по данным (Мелекесцев, 1980; Мелекесцев и др., 1974; Эрлих, 1973)) с периодами плейстоценовых понижений уровня океана (четными изотопно-кислородными стадиями) для последних 500 тыс. лет.

Эта закономерная связь сохраняется и для отдельных регионов, в частности - по северному и западному обрамлению Тихого океана. На Аляске в ледниковые периоды, соответствующие трем последним четным изотопно-кислородными стадиями (№№2, 4, и 6, соответственно 18-40, 70-90 и 125-190 тыс. лет назад), были образованы гигантские маары (Beget et al., 1997). На Камчатке, в Японии и Новой Зеландии в верхнем плейстоцене с четными стадиями 2 и 4 связаны максимальные объёмы изверженных пород (рис.4.7а,б,в,г). С этими ледниковыми стадиями на Камчатке и Курилах, судя по датировкам и соотношению пирокластических покровов и игнимбригов с ледниковыми отложениями, связано образование кальдер Крашенинникова, Карымского озера, древнего Курильского озера, кальдер вулканов Авачинского, Шивелуча, Ксудача, Малого Семьячика, Горелого, Опалы, молодой кальдеры Узонско-Гейзерной депрессии, на о. Итуруп – кальдер Урбич, Цирк и Медвежья, на о. Симушир – кальдер древняя Заварицкого и Броутона, на о. Онекотан – кальдеры Немо, на о. Кунашир – кальдер Менделеева и Головина (Мелекесцев, 1980; Мелекесцев и др., 1974; Эрлих, 1973; Braitseva et al., 1995). На рис.4.7 (д) представлено распределение наиболее поздних из этих событий, соответствующих последней четной изотопно-кислородной стадии (№2) верхнего плейстоцена (по данным радиоуглеродных датировок, опубликованных в работе (Braitseva et al., 1995)).

Необходимо отметить, что крупнейшее за весь плейстоцен извержение вулкана Тоба на о. Суматра (73.5 +/- 3.5 тыс.л.н.), с которым некоторые исследователи связывают начало верхнеплейстоценового оледенения (Rampiro, Self, 1992; Ramaswamy, 1992), произошло в период низкого уровня океана (рис.4.7г), т.е. уже в разгар верхнеплейстоценового ледникового периода, и, очевидно, может рассматриваться лишь в качестве следствия, но не причины этого оледенения, т.е. гигантское извержение вулкана Тоба, как и другие сильнейшие плейстоценовые извержения, были инициированы, вероятнее всего, глобальными климатическими изменениями и сопутствующими гидросферными процессами.

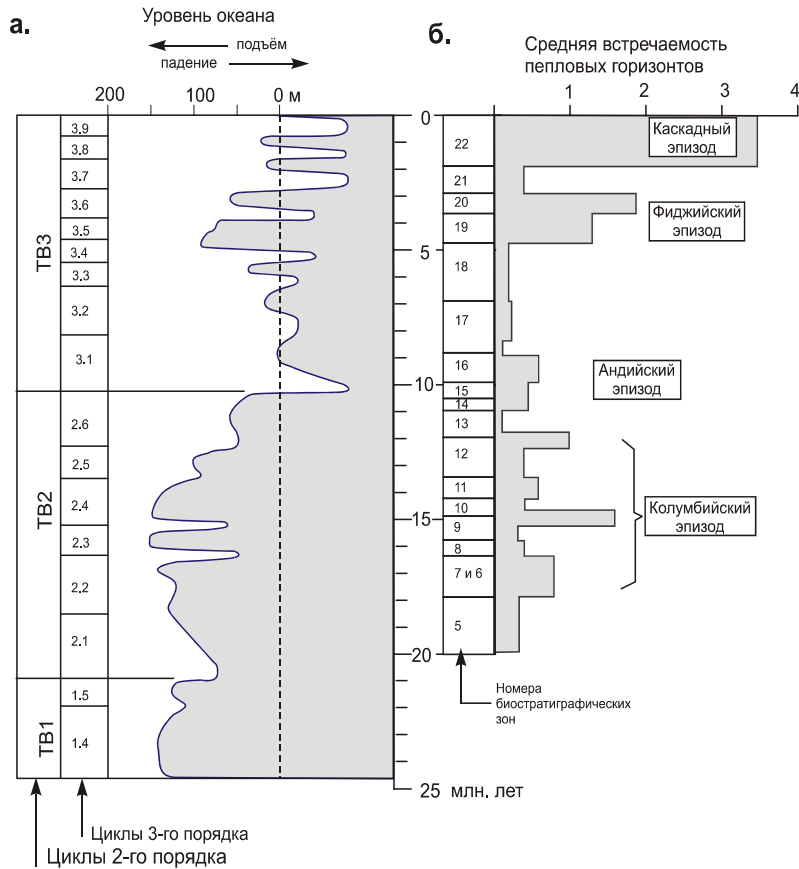


Рис.4.5. Эвстазия и вулканическая активность позднего кайнозоя.

a - диаграмма глобальных изменений уровня океана в позднем кайнозое (циклы 2 и 3-го порядков) по данным (Hag et al., 1987); *б* - средняя встречаемость горизонтов вулканического пепла в осадочном чехле Мирового океана по данным глубоководного бурения (Кеннет, 1987).

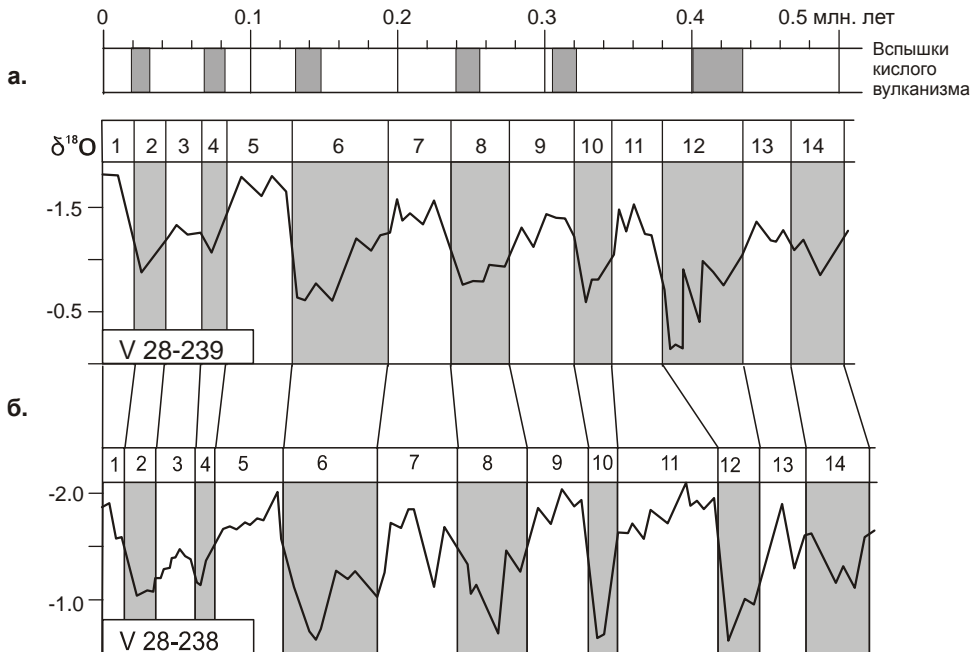


Рис. 4.6. Изотопно-кислородные стадии плейстоцена и вулканическая активность.

a - периоды глобальных вспышек кислого вулканизма, по данным (Мелекесцев, 1980; Эрлих, 1973); *б* - изотопно-кислородные диаграммы тихоокеанских колонок глубоководных осадков, по данным (Shackleton, Opdyke, 1973, Shackleton, Opdyke, 1976).

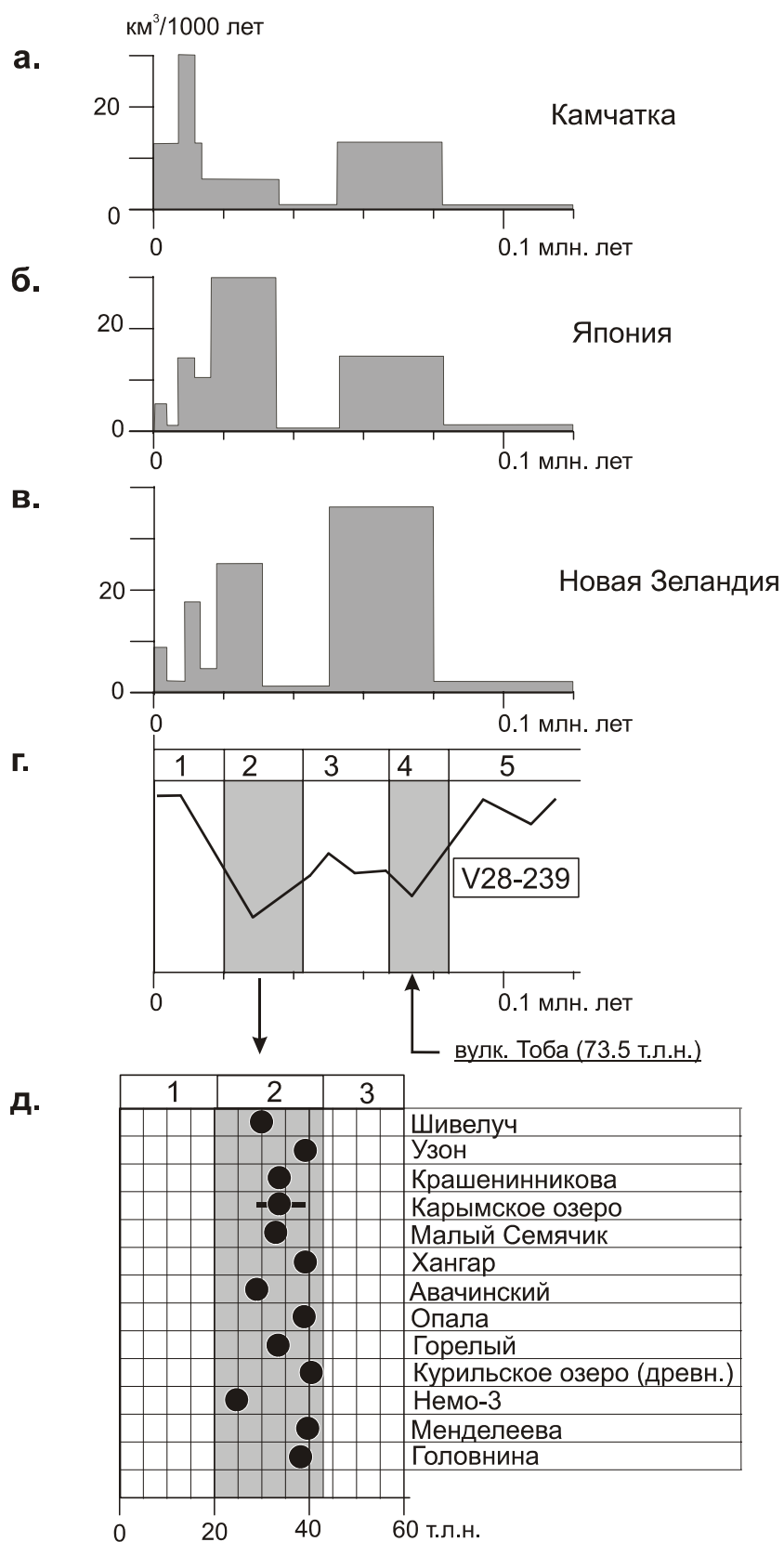


Рис. 4.7. Изотопно-кислородные стадии и вулканическая активность верхнего плейстоцена.

Сведения о вулканической активности приведены по данным (Мелекесцев, 1980; Мелекесцев и др., 1974; Эрлих, 1973; Braitseva et al., 1995; Rampiro, Self, 1992).

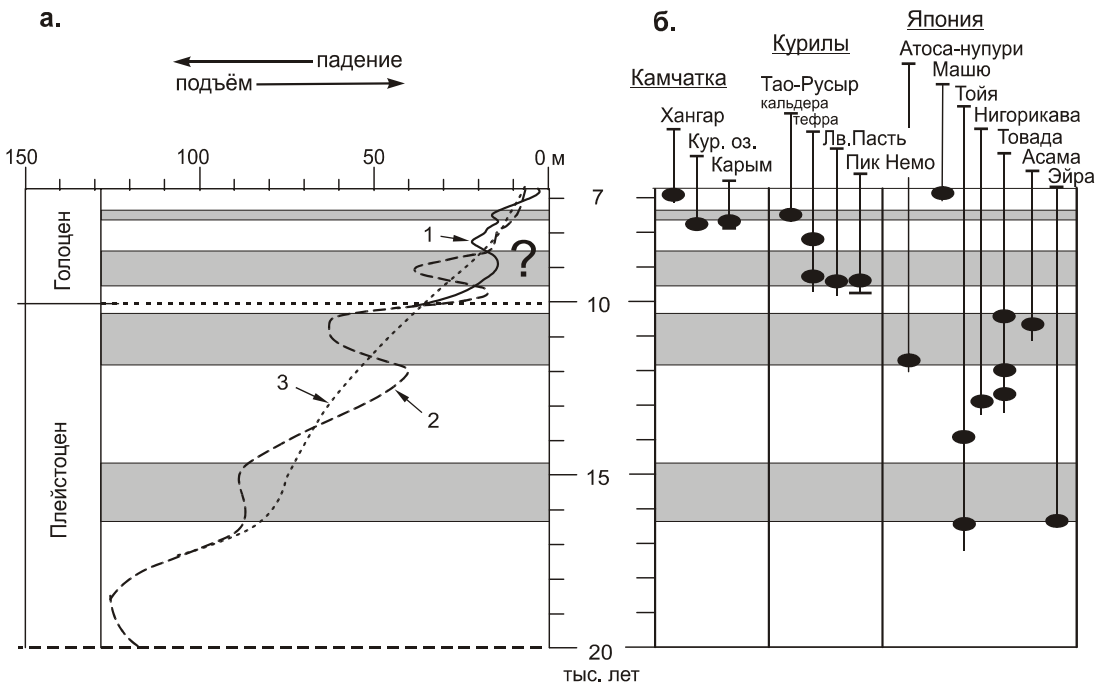


Рис.4.8. Эвстатические колебания уровня океана и крупнейшие вулканические события на Камчатке, Курилах и в Японии в конце плейстоцена начале голоцена.

а - диаграммы изменений уровня океана в конце плейстоцена-голоцене (Кеннет, 1987); эвстатические диаграммы: 1 - Фейбриджа, 2 - Каррея, 3 - осредненная; *б* - датированные пирокластические покровы Камчатки, Курил и Японии (Мелекесцев, 1980; Эрлих, 1973).

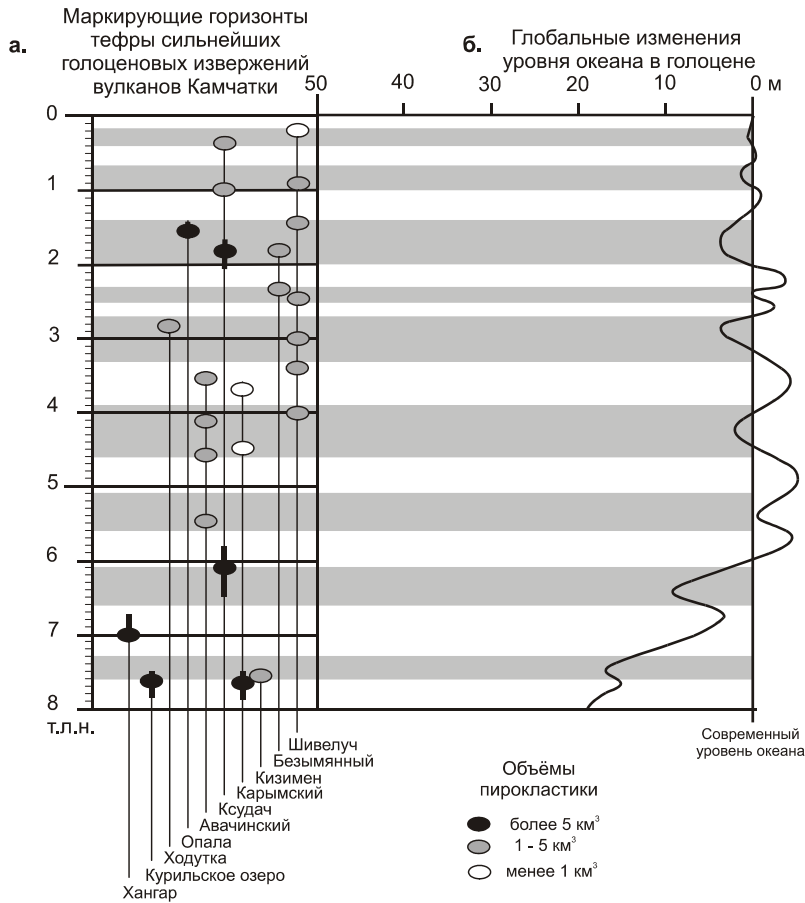


Рис.4.9. Голоценовые колебания уровня океана и вулканизм Камчатки

а - распределение основных маркирующих горизонтов тефры голоценовых извержений вулканов Камчатки по данным (Брайцева и др., 1985; Брайцева и др., 1997; Braitseva et al., 1995); *б* - диаграмма глобальных эвстатических изменений уровня океана в голоцене по Фейбриджу (Кеннет, 1987).

Около 18 тыс. лет назад началось верхнеплейстоцен-голоценовое повышение уровня океана, соответствующее восходящей ветви последнего цикла 4-го порядка. Монотонность этого процесса нарушалась более высокочастотной составляющей – эвстатическими циклами 5-го порядка продолжительностью от первых тысяч до нескольких сот лет. Судя по эвстатическим диаграммам Фейбриджа и Каррея, максимальные амплитуды этих колебаний (до 30-40 метров) отмечались в самом конце плейстоцена – начале голоцена (7-14 тыс. лет назад). На Камчатке, Курилах и в Японии этому периоду времени также соответствует вспышка вулканической активности (рис.4.8). В частности, в это время на Камчатке образовались кальдеры вулкана Карымский и Курильского озера, а на Курилах – кальдеры Тао-Русьр (о. Онекотан) и Львиная Пасть (о. Итуруп) (*Мелекесцев и др., 1974; Эрлих, 1973*). Привязать конкретные вулканические события конца плейстоцена – начала голоцена к отдельным фазам эвстатических циклов 5-го порядка пока невозможно из-за недостаточной точности радиоуглеродного метода и неоднозначности эвстатических диаграмм в пределах этого временного интервала. Однако на представленных на рис.4.8 диаграммах отчетливо видна широтная зависимость времени проявления сильнейших вулканических событий позднего плейстоцена – раннего голоцена: в Японии основная часть этих событий произошла в конце плейстоцена, а на Курилах и Камчатке – в начале голоцена. Возможно, что эта зависимость обусловлена процессом деградации плейстоценовых ледников, который на Камчатке завершился позднее, чем на Курилах и в Японии.

Для последних 8 тыс. лет голоценовой истории (рис.4.9) на эвстатической диаграмме Фейбриджа можно выделить 9 циклов 5-го порядка с амплитудой изменения уровня океана от первых до нескольких метров. В соответствии с этой диаграммой, понижениям уровня океана соответствуют интервалы: 0.17-0.40, 0.65-1.0, 1.4-2.0, 2.3-2.5, 2.7-3.3, 3.9-4.6, 5.1-5.6, 6.1-6.6 и 7.3-7.6 тыс. лет назад. При сравнении этих интервалов с голоценовой историей вулканизма на Камчатке выявляется определённая закономерность: датировки не всех, но большинства сильнейших эксплозивных извержений по времени тяготеют к регрессивным стадиям в циклах 5-го порядка. В этом несложно убедиться, сравнив перечисленные интервалы времён с представленными на рис.4.9 датировками горизонтов тефры, используемых в качестве маркирующих при тефрохронологических исследованиях (*Брайцева и др., 1985; Брайцева и др., 1997; Кирьянов и др., 1986; Braitseva et al., 1995*). Эвстатическая диаграмма Фейбриджа основана на геоморфологических наблюдениях и данных радиоуглеродного датирования морских отложений из различных районов земного шара. Её сопоставление с радиоуглеродными датировками тефры представляется вполне правомерным. Всё же важно подчеркнуть, что упомянутая выше связь сильнейших вулканических событий голоцена с определёнными фазами эвстатической диаграммы Фейбриджа не является бесспорной и нуждается в дополнительном экспериментальном подтверждении, поскольку фактическая точность радиоуглеродных датировок иногда сопоставима с периодами эвстатических циклов 5-го порядка.

В работе (*Кирьянов и др., 1986*) акцентировано внимание на приуроченности пепловых горизонтов в торфяниках о. Беринга к периодам голоценовых похолоданий, выявляемых по споро-пыльцевым диаграммам. Очевидно, что эти периоды ассоциируются с регрессивными стадиями голоценовых эвстатических циклов 5-го порядка.

4.2.2. О возможных механизмах влияния глобальных изменений уровня океана на вулканическую активность

Таким образом, мы приходим к выводу о тесной связи периодов усиления вулканической активности на Камчатке, Курилах и, по-видимому, в других островных дугах западной части Тихого океана с гляциоэвстатическими циклами 4-го и, вероятно, 5-го порядков, точнее – с регрессивными стадиями этих циклов. Судя по опубликованным данным, такая закономерность известна и для некоторых других регионов, расположенных в средних широтах и непосредственно граничащих с обширными акваториями Мирового океана. В частности, в Атлантическом океане на Азорских о-вах методами абсолютной геохронологии показано усиление вулканической активности в периоды низкого уровня океана в верхнем плейстоцене – голоцене (*Guillou et al., 1998*).

В то же время, для районов, несколько удалённых от океанов, в частности для Средиземноморья (*McGuire, 1997*), закономерная временная связь вспышек вулканизма с плейстоцен-голоценовыми регрессивными стадиями существует, но отмечается значительный сдвиг по фа-

зе между этими явлениями. В районах же развития покровных оледенений, судя по данным бурения ледников Антарктиды и Гренландии, эта зависимость вообще становится обратной (*Parterne et al., 1997*). Эти факты, очевидно, свидетельствуют не в пользу распространённых представлений о том, что вулканическая активность является главной причиной глобальных изменений климата и, соответственно, глобальных гляциоэвстатических колебаний уровня океана. Нет оснований сомневаться в том, что крупные эксплозивные извержения способны вызвать сравнительно кратковременные региональные климатические изменения. Такие явления достоверно задокументированы для сильнейших исторических извержений вулканов: Лаки (1783 г.), Тамбора (1815 г.), Кракатау (1883 г.), Санта-Мария (1902 г.), Катмай (1912 г.), Пинатубо (1991 г.) и некоторых других извержений (*McCormick, 1992; Self et al., 1981*). Тем не менее, рассмотренные выше примеры закономерных связей между глобальными изменениями уровня океана и вулканической активностью по различным регионам Земли скорее указывают на правомерность иной точки зрения: глобальные изменения климата и связанные с ними глобальные изменения уровня океана существенно влияют на вулканическую активность.

Такая постановка вопроса не нова. Еще в 1972 г. Н.И. Николаев указал на возможный механизм такого влияния (*Николаев, 1972*). Его сущность заключается в проявлении гидроизостазии – изостатической реакции недр Земли (в том числе астеносферы и гидравлически связанных с ней магматических систем) на глобальные изменения уровня океана. Т.е. фактически предполагается, что изменения гидростатического давления на дно океана в процессе глобальных изменений его уровня достаточно быстро передаются через астеносферу островодужным и внутриплитовым магматическим системам. Исходя из этих представлений, можно указать, по крайней мере, на два фактора, способствующие процессам кальдерообразования и усилению эксплозивной вулканической активности в островных дугах в периоды резких гляциоэвстатических понижений уровня океана.

В районах, не подверженных покровным оледенениям, глобальное понижение уровня океана ведёт к сбросу давления в астеносфере (в предельном случае – на 10-12 бар) и должно сопровождаться соответствующим сбросом давления во всей системе гидравлически связанных с ней магматических очагов, в том числе периферических, находящихся на небольших глубинах, где снижение давления должно сопровождаться частичным оттоком магмы и её замещением водным флюидом. Такой процесс ведёт к росту касательных напряжений над периферическими очагами и способствует обрушению их кровли, т.е., в соответствии с существующими представлениями (*Слэзин, 1987*), может являться если не главной причиной, то «спусковым крючком» или, точнее, «дирижерской палочкой» для активизации кальдерообразующих движений и связанных с ними сильнейших извержений с частичным опустошением периферических очагов, образованием игнимбритов и мощных пирокластических покровов.

Известно, что растворимость водного флюида в магме снижается с уменьшением давления (*Барабанов, 1985*), т.е. уменьшение давления в магматической системе должно вести к выделению свободного водного флюида из водонасыщенных магм в периферических очагах и верхних участках магматических колонн. Кроме того, сброс давления в магматических системах ведёт к нарушению установившегося водно-флюидного равновесия между магмой и вмещающими горными породами, способствуя дополнительному обогащению магм свободным водным флюидом. Иначе говоря, в периоды понижения уровня океана в верхних частях магматических систем, непосредственно влияющих на вулканическую активность, повышается относительное содержание свободного водного флюида, что ведёт к некоторому снижению плотности магм и увеличению их эксплозивности. По-видимому, этот процесс весьма чувствителен даже к сравнительно небольшим колебаниям давления в магматической колонне и способен привести к резкому усилению эксплозивной активности вулканов в регрессивные стадии циклов не только 4-го, но и 5-го порядка. Не исключено, что сходные гидромагматические процессы, приводящие к эксплозивным извержениям, могут происходить и при снятии упругих напряжений в ходе сильнейших сейсмических событий вблизи магматических очагов. Примеры такой последовательности проявления сейсмичности и вулканизма хорошо известны. Последний из них – одновременные извержения вулканов Карымского и в кальдере Академии Наук на Камчатке в начале января 1996 г., которые последовали сразу после близкого сильного землетрясения (*Федотов, 1997*).

Необходимо отметить, что в районах развития покровных и мощных горно-долинных плейстоценовых оледенений гляциоэвстатические колебания уровня океана сопровождались резкими изменениями массы льда на суше. Здесь характер влияния гидросферных процессов на

магматические системы должен был определяться соотношением противоположных по знаку явлений гидро- и гляциоизостазии, т.е. в значительной мере зависит от динамики роста и деградации ледников. Тем не менее, на Камчатке и в других районах развития мощных плейстоценовых горно-долинных оледенений отмечается всё та же закономерная связь крупнейших вулканических событий с регрессивными стадиями плейстоцена. Можно указать, по крайней мере, на три фактора, объясняющих эту закономерность.

Во-первых, изостазия не проявляется локально вследствие высокой эффективной жесткости литосферы. Заметная изостатическая реакция от изменения ледниковой нагрузки достигается лишь для значительных по величине территорий, поперечные размеры которых измеряются сотнями километров (Николаев, 1988). Т.е., несмотря на значительную мощность отдельных ледников, средняя гляциоизостатическая составляющая на территории такого размера может оказаться по величине заметно меньше гидроизостатической составляющей.

Во-вторых, региональные проявления гляциоизостазии весьма инерционны. Время проявления компенсационных изостатических движений при изменении ледниковой нагрузки достигает первых десятков тысяч лет (Николаев, 1988). Иными словами, проявления гляциоизостазии в районах горно-долинных оледенений по фазе могут заметно отставать от изменений давления в астеносфере, обусловленных глобальными изменениями уровня океана.

И, наконец, в-третьих, интенсивнейшая эрозионная деятельность ледников, их собственный рост и деградация ведут к перераспределению нагрузки на земную поверхность и, вероятно, могут оказывать самостоятельное деструктивное воздействие на неглубоко залегающие периферические очаги. Действительно, перераспределение нагрузки на земную поверхность неизбежно сопровождается активизацией блоковых движений в верхней части земной коры. Очевидно, что блоковые движения в кровле неглубокого периферического очага способны спровоцировать её разрушение, следствием которого может быть сильнейшее кальдерообразующее извержение. Возможно, что перечисленные выше экзогенные факторы оказали заметное влияние на эксплозивную активность вулканов Камчатки в конце плейстоцена – начале голоцена и обусловили отмеченное выше запаздывание сильнейших вулканических событий этого периода на Камчатке по сравнению с событиями подобного масштаба в более южных районах - на Курилах и в Японии.

В заключении обратим внимание на то, что два рассмотренных выше глобальных процесса (понижение уровня океана и эксплозивная вулканическая активность) имеют положительную обратную связь, т.е. усиление одного из них способствует усилению другого. По-видимому, это взаимное влияние следует учитывать при оценке роли вулканизма в колебательных процессах системы ледники-океан-атмосфера и, соответственно, в глобальных изменениях климата Земли.

4.3. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 4

1. Представлены основные положения гидроконвекционной гипотезы островодужного магматизма, в соответствии с которой данный тип магматизма рассматривается как следствие дегидратации погружающейся литосферной плиты. При этом предполагается существование в островных дугах замкнутых гидроконвекционных магматических систем, обуславливающих эффективный перенос летучих и тепла из астеносферы в земную кору, и способных к длительному существованию без проявлений вулканизма. Из этого предположения следует, что при оценке вулканической опасности в зонах проявления современного островодужного магматизма необходимо принимать во внимание не только действующие вулканы, но и активные магматические системы, над которыми действующие вулканы отсутствуют. Необходимо отметить, что при обосновании гидроконвекционной гипотезы рассмотрена «идеализированная» модель магматической системы, объясняющая некоторые общие закономерности, но далеко не исчерпывающая всего многообразия конкретных проявлений островодужного магматизма.

2. В соответствие с представленной гипотезой, глубина образования промежуточных магматических очагов в островных дугах определяется содержанием растворенной в магме воды и соответствует Р-Т условиям выделения из магмы свободной флюидной фазы. Частичная дегидратация магмы сопровождается увеличением ее плотности, что создает условия для замкнутой магматической циркуляции между астеносферным и промежуточным очагом, т.е. для образования гидроконвекционной магматической системы.

3. В рамках данной гипотезы на примере Ключевского вулкана рассмотрена возможная природа сейсмоактивных зон под действующими вулканами. По мнению автора, значительная часть проявлений сейсмичности действующих вулканов (таких, как ГДП-землетрясения, низкочастотные составляющие вулканического дрожания и, частично, приповерхностные сейсмические события) может быть связана с процессами дегидратации магмы в промежуточных очагах и магматических каналах.

4. Выявлены временные связи между глобальными изменениями уровня океана и периодами глобального и регионального усиления вулканической активности в позднем кайнозое. Характер этих связей дает основания полагать, что эпизодичность проявлений позднекайнозойского вулканизма обусловлена, в первую очередь, прогрессирующим развитием в позднем кайнозое высокоамплитудных колебаний в системе ледники-океан-атмосфера, достигших максимальных значений в четвертичное время. Вспышки вулканической активности в островных дугах, как правило, по времени соответствуют регрессивным стадиям глобальных изменений уровня океана. Закономерные связи регрессивных стадий и сильнейших вулканических событий наиболее ярко проявились в плейстоцене. Временные соотношения этих двух глобальных процессов свидетельствуют о том, что именно глобальные изменения климата и связанные с ними изменения уровня океана были причиной существенного усиления вулканической активности в четвертичное время.

5. Механизм влияния позднекайнозойских гидросферных процессов на вулканическую активность состоит, вероятнее всего, в проявлении гидро- и гляциоизостазии: изостатической реакции астеносферы на изменения водной и ледниковой нагрузки на поверхность литосферы. Уменьшение этой нагрузки ведёт к соответствующему сбросу давления в подстилающих участках астеносферы и гидравлически связанных с ними магматических системах, в том числе - в неглубоких периферических очагах. Сброс давления в периферических очагах во время резких гляциоэвстатических понижений уровня океана приводит к активизации процессов дегидратации магм и нарушению сложившегося динамического равновесия в системе магматической расплав-вода-порода в сторону увеличения в этой системе содержания свободной флюидной фазы. Появление в периферическом магматическом очаге дополнительных объемов свободной флюидной фазы является, по-видимому, главной причиной развития деструктивных процессов в кровле очага, приводящей к активизации кальдерообразующих движений и связанных с ними наиболее крупномасштабных проявлений эксплозивного вулканизма с частичным опустошением магматического очага и образованием мощных игнибритовых отложений. Эти процессы активно развивались в периоды четных изотопно-кислородных стадий плейстоцена, соответствующие периодам наиболее высокоамплитудных глобальных понижений уровня океана. При этом глобальные гидросферные процессы, вероятнее всего, играли роль «спускового крючка» (или «дирижерской палочки») для начала кальдерообразующих извержений в подготовленных для таких извержений магматических системах.

6. Необходимо заметить, что в последние десятилетия зоны современного островодужного магматизма подвержены все возрастающему влиянию деятельности человека. Активно осваиваются геотермальные месторождения. Строятся гидроэлектростанции с искусственными водохранилищами. В тоже время, с учетом изложенных выше представлений, есть все основания полагать, что приповерхностные магматические очаги в островных дугах могут находиться в состоянии крайне неустойчивого динамического равновесия и чутко реагировать на изменения внешних условий. В этом случае даже незначительные изменения давления в самом очаге или перераспределение нагрузки на его кровлю способны спровоцировать сильнейшее, возможно - кальдерообразующее извержение. В настоящее время трудно оценить вероятность такого исхода антропогенного воздействия на приповерхностные магматические очаги, но совершенно очевидна необходимость проведения теоретических и экспериментальных исследований в этом направлении, которые должны предшествовать попыткам «освоения» энергетических и других ресурсов, связанных с современными островодужными магматическими системами.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы данной работы содержатся в конце каждой из глав. В заключении представляется необходимым обратить внимание на некоторые, важные в практическом и научном плане задачи, вытекающие из данной работы, которые, по мнению автора, следовало бы учесть при планировании и проведении экспериментальных исследований.

Рассмотренные в работе данные о строении дна прикамчатских акваторий дают все основания полагать, что зона сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг действительно является тем уникальным районом, изучение которого может существенно дополнить представления о геодинамике сочленяющихся конвергентных и трансформных границ литосферных плит и закономерностях их эволюции. В данной работе выводы в этом направлении обоснованы лишь на качественном уровне, и, безусловно, не являются окончательными и бесспорными. Но очевидно также, что дальнейшее их развитие связано с разработкой количественных моделей на основе привлечения новых экспериментальных данных, и определённый прогресс в этом направлении возможен лишь при проведении здесь комплексных геофизических исследований с обязательным применением глубинных сейсмических методов, детальных гравимагнитометрических, сейсмологических и геотермических наблюдений.

В главе 1 отмечался тот факт, что зона сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг практически не изучена глубинными сейсмическими методами. Актуальность этих исследований для изучения геологического строения, новейшей тектоники и современной геодинамики региона вряд ли нуждается в комментариях. Здесь лишь хотелось бы отметить, что при планировании работ с применением глубинных сейсмических методов в районе камчатской ветви глубоководного желоба и к северу от неё, кроме традиционной системы профилей вкрест структур островной дуги, важно обратить особое внимание на выполнение комплексных геофизических наблюдений по системе профилей, ориентированных вдоль островной дуги, причем не только в пределах континентального склона, но и в пределах Тихоокеанской плиты и Командорской котловины. Необходимость проведения такого рода исследований обусловлена широким развитием здесь поперечных к островной дуге структур (СЗ и субширотного простираний), несомненно играющих ключевую роль не только в истории геологического развития Камчатки, но и её современной геодинамике. Некоторые из этих структур парагенетически связаны с границами Тихоокеанской плиты и глубоко проникают своими периферийными зонами не только в пределы шельфа, но и на территорию Камчатки, однако до настоящего времени далеко не в полной мере учитываются при сейсмическом районировании. В данной работе акцентировано внимание на этих структурах и приведены аргументы, свидетельствующие об их активности в новейшее время.

Наиболее протяженные и активные из этих структур связаны с западным завершением Алеутской дуги. Так структура Алеутского глубоководного желоба завершается на континентальном склоне Восточной Камчатки зоной субширотных дислокаций. Однако, эта зона здесь не заканчивается. По морфологическим признакам она непрерывно прослеживается в западном направлении до устья реки Камчатка и, по-видимому, следует дальше, контролируя субширотный участок 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, достаточную для подготовки сильнейших землетрясений, и отличающуюся исключительно высокой современной тектонической активностью, характерной для границ литосферных плит. Необходимо напомнить, что согласно выводам главы 2, в настоящее время западный участок Алеутского желоба проявляет признаки «сейсмической брешы». В связи с этим представляется очевидной практическая важность и необходимость дальнейшего изучения структур западного сектора Алеутской дуги и их продолжения на территории Камчатки.

Из представленной палеогеодинамической схемы кайнозойской истории развития региона следуют выводы, также имеющие непосредственное отношение к проблеме сейсмического районирования его территории. Речь идёт, прежде всего, о палеозонах субдукции. Несмотря на прекращение в них активных субдукционных процессов, они сохранились как гигантские по размерам глубинные разломы, чутко реагирующие на любые изменения геодинамических условий. Именно по этим глубинным структурам по-прежнему в первую очередь реализуются относительные смещения разделяемых ими литосферных блоков. Ввиду слабой фоновой сейсмичности, эти структуры, как правило, недооцениваются при сейсмическом районировании, и лишь после характерных для них, редких, но сильных землетрясений они становятся объектом внимания. Одна из таких палеозон, эоценовая, проходит по Западной Камчатке и далее следует на северо-восток до побережья Берингова моря в районе Анадырского залива. Другая, действовавшая до верхнего миоцена - нижнего плиоцена, соответствует отсеченному алеутскими структурами северному участку камчатской зоны субдукции, и, как весьма «молодая», представляет особый интерес для сейсмического районирования. Она проходит вдоль западного склона Командорской котловины и далее выходит на территорию Камчатки в районе Олюторского залива. Северо-восточное окончание этой палеозоны соответствует району «олюторской коллизии», т.е. является весьма подходящим местом для концентрации тектонических напряжений, передаваемых вдоль границ разделяемых этой палеозоной литосферных блоков. Как известно, именно окрестности этой «узловой точки» в марте 1991 и апреле 2006 годов стали ареной сильных землетрясений.

К югу от алеутских структур следует отметить современную зону поперечных дислокаций в окрестностях Кроноцкого п-ова, которая, в соответствие с развиваемыми в данной работе представлениями, обусловлена поперечной литосферной структурой в камчатской зоне субдукции. Кроноцко-Крутогоровская зона сбросо-сдвигов, генетически связанная с этой активной литосферной структурой, прослеживается до Западной Камчатки, и несомненно заслуживает пристального внимания при исследованиях по сейсмическому районированию территории.

Активные поперечные зоны прослеживаются и в южной части полуострова. Наиболее ярко они выражены в структуре континентального склона южной части Авачинского залива и в окрестностях горст-антиклинальной структуры Шипунского п-ова, а на суше - трассируются поперечными цепочками современных вулканов и зонами поперечных дислокаций. Заложение и активное развитие этих поперечных зон происходило, по-видимому, на предшествующих этапах кайнозойской и верхнемезозойской истории Камчатки. Новейшие и современные движения по ним носят унаследованный характер и обусловлены, вероятнее всего, прогрессирующим, но неравномерным развитием деструктивных процессов в тыловой зоне островной дуги. При оценке потенциально возможной сейсмичности этих структур важно иметь в виду, что они, по-видимому, имеют глубинное заложение и являются «сквозными», т.е. связывают современную зону субдукции с зонами развития деструктивных процессов, контролируя выделение блоков юго-восточной части Камчатки в направлении Тихого океана.

Большой интерес для изучения геодинамики региона представляют дальнейшие исследования в районе возвышенности Обручева и западного сектора Алеутского желоба. Существующие здесь структурные и геотермические неоднородности Тихоокеанской литосферной плиты, непосредственно влияющие на современную геодинамику региона, изучены явно недостаточно. Заслуживают внимания и более детальные исследования системы субширотных линейных магнитных аномалий на северном склоне возвышенности Обручева. Идентификация этих аномалий необходима для палеогеодинамических реконструкций кайнозойской истории развития региона.

Представленные в главе 1 результаты сейсмостратиграфического анализа шельфовых отложений и сделанные на их основе оценки скоростей нисходящих движений, как отмечалось, носят предварительный характер. Они могут быть существенно уточнены и дополнены в случае проведения здесь бурения и исследований (палеомагнитных, изотопно-кислородных, микропалеонтологических) полученного керна. В работе содержатся исходные данные, необходимые для оптимального выбора положения скважин.

Серьезным препятствием для расшифровки кайнозойской истории развития региона является практически полное отсутствие достоверных данных о составе, возрасте и геохимических особенностях коренных пород континентального склона Восточной Камчатки. Эти данные необходимы для выделения предполагаемых здесь раннекайнозойских структурно-фациальных зон, и без них любые попытки палеогеодинамических реконструкций заранее обречены разделить участь научных гипотез. Изучение коренных пород без применения глубоководного бурения здесь возможно лишь в немногих местах и связано с опробованием геологических комплексов, обнажающихся в молодых тектонических уступах и эрозионных врезках континентального склона. Однако, ввиду сложности строения и мощного влияния ледового разнота, традиционные средства пробоотбора (драгирования) здесь малоэффективны. Получение достоверных данных на этих обнажениях возможно лишь с применением более совершенных технических средств: обитаемых аппаратов, телероботов или визуально контролируемых пробоотборников.

С применением аналогичных средств может быть связано и дальнейшее изучение современных гидротермальных проявлений в районе подводного вулкана Пийпа и южной части Командорской котловины. По сути, этот район является уникальным полигоном для изучения различных стадий и форм проявления современного гидротермального процесса в подводных условиях и, несомненно, представляет большой интерес для исследований по проблемам гидротермального рудо- и минералообразования, зарождения и развития уникальных биологических сообществ.

Практически важные результаты могут быть получены при дальнейшем изучении северной части Камчатского залива, где в непосредственной близости от Усть-Камчатска обнаружены признаки газопроявлений. В главе 1 основные из этих признаков были перечислены. Они отмечены лишь в пределах сравнительно небольшого прогиба, лежащего на продолжении алеутских структур. Именно здесь, как было показано, наблюдаются максимальные для шельфа Восточной Камчатки скорости прогибания (до 4 мм/год) и задерживается значительная часть твердого стока р. Камчатка. Эти аномальные условия и обусловили, вероятно, повышенную концентрацию углеводородов в осадках.

Весьма перспективным для решения фундаментальных и прикладных задач геодинамики островных дуг представляется дальнейшее проведение теоретических и экспериментальных исследований процессов глубинной гидратации океанской литосферы, в том числе - в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Исследования этих процессов даст ключ к пониманию основных закономерностей проявления магматизма в островных дугах. В данной работе изложены представления автора о влиянии процессов глубинной гидратации

прилегающего к Камчатке участка тихоокеанской литосферы на некоторые закономерности проявления современной геодинамики и островодужного магматизма.

Необходимо отметить, что основная часть изложенных представлений не выходит за рамки рабочих гипотез, требующих экспериментального подтверждения. Тем не менее, на основании представленных аргументов можно констатировать: основные закономерности проявления геодинамических процессов в островных дугах, в том числе – сейсмичность и магматизм, во многом предопределены особенностями строения океанской литосферы, погружающейся под островную дугу, и понимание этих закономерностей зависит от полноты наших знаний о геофизических полях и геологическом строении прилегающих участков океанской литосферной плиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П.* Палеотектонические условия образования вулканогенно-кремнистых формаций и их место в развитии островных дуг // Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука. СО. 1974. С.95-110.
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. №4. С. 64-80
- Алексеев Э.С.* Геодинамика зоны перехода океан-континент на примере позднемезозойско-раннекайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья // Геотектоника. 1987. №4. С. 102-114.
- Андиева Т.А., Супруненко О.И., Шимараев В.Н.* Магнитное поле прикамчатских акваторий // Советская геология. 1977. №3. С.119-124.
- Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И.* Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука. 1978. 130 с.
- Апрелков С.Е., Ежов Б.В.* Условия формирования вулканических поясов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1980. №5. С.3-11.
- Атлас океанов.* Тихий океан. М.: ГУНИО МО СССР. 1974. 302 с.
- Балеста С.Т., Гонтовая Л.И.* Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. №4. С.83-90.
- Барбанов В.Ф.* Геохимия. Л.: Недра. 1985. 423 с.
- Баранов Б.В., Басов И.А., Гладких П.А., Заболотников А.А., Зинкевич В.П., Иванов М.К., Кепежинская В.В., Рудник Г.Б., Цуканов Н.В., Шмидт О.А.* Коренные породы хребта Ширшова (Берингово море) // Океанология. 1984. Т.24. Вып.6. С.936-941.
- Баранов Б.В., Матвеевков В.В., Сагалевиц А.М.* Гидротермальные постройки подводного вулкана Пийпа // Природа. № 2. 1991. С.54.
- Безруков П.Л.* Донные отложения Курило-Камчатской впадины // Исследования Курило-Камчатской впадины. М.: АН СССР. 1955. С.97-129.
- Беляев И.В., Борщева Н.А., Бутков В.П., Бычков Ю.М., Гладенков Ю.Б., Дундо О.П., Лопатин Б.Г., Марковский Б.А., Орадовская М.М., Радченко В.Г., Ротман В.К., Сей И.И., Устинов Н.В.* Геология Берингова моря и его континентального обрамления. Л.: Недра. 1985. 127 с.
- Берд Э.Ч.Ф.* Изменения береговой линии. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 255 с.
- Богданова О.Ю., Горшков А.И., Баранов Б.В., Селиверстов Н.И., Сивцов А.В.* Гидротермальные образования подводного вулкана Пийпа (Командорская котловина) // Вулканология и сейсмология. 1989. №3. С.49-62.
- Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю., Сулержицкий Л.Д.* Маркирующие прослои голоценовой тефры восточной вулканической зоны Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. №5. С. 80-96.
- Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Пономарёва В.В., Мелекесцев И.В.* Геохронология крупнейших эксплозивных извержений Камчатки в голоцене и их отражение в Гренландском ледниковом щите // Доклады РАН. 1997. Т. 352. №4. С. 516-518.
- Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир. 1974. 373 с.
- Валяшко Г.М., Чернавский Г.Б., Селиверстов Н.И., Иваненко А.Н.* Задуговой спрединг в Командорской котловине // Докл. АН СССР. 1993. Т.338. №2. С.212-216.
- Васильев Б.И., Удинцев Г.Б.* Новые данные о континентальной природе возвышенности Обручева // Докл. АН СССР. 1982. Т.267. №3. С.964-698.
- Вейл П.Р., Митчем Р.М., Тодд Р.Г., Уидмайер Дж.М., Томпсон С., Сангри Дж.Б., Бабб Дж.Н., Хетлелит В.Г.* Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир. 1982. Ч.1. С.104-373.

- Велинский В.В., Банников О.Л.* Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука. 1986. 102 с.
- Вержбицкий Е.В., Кононов М.В., Котелкин В.Д.* Геотермический режим и геодинамика северной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 2007. №6. С.3-18.
- Вольнец О.Н., Колосков А.В., Ягодзинский Дж., Селиверстов Н.И., Егоров Ю.О., Шкира В.А., Матвеев В.В.* Бонинитовая тенденция в лавах подводного вулкана Пийпа и его обрамления (западная часть Алеутской дуги). 1. Геология, петрохимия, минералогия // Вулканология и сейсмология. 1992. №1. С.3-23.
- Воробьев В.М.* Результаты гидромагнитной съемки акваторий, прилегающих к западной части Алеутской островной дуги // Труды СахКНИИ. 1970. Вып.24. С.138-146.
- Воробьев В.М.* Аномальное магнитное поле западной части Алеутской островной дуги и прилегающих акваторий Берингова моря и Тихого океана // Труды СахКНИИ. Вып.38. 1975. С.82-90.
- Воробьев В.М., Ломтев В.Л.* Особенности рельефа и магнитного поля дна Курило-Камчатского и Алеутского желобов в области их сочленения // Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР. 1979. С.24-30.
- Высоцкий С.В.* Геологические комплексы зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С.91-102.
- Высоцкий С.В.* Геология и фундамент приокеанических зон островных дуг Камчатки и Тонга // Автореф. дисс. канд. г.-м. н. Владивосток. 1983. 19 с.
- Гайнанов А.Г.* Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана // Тр. ИО АН СССР. 1955. Т.12. С.145-154.
- Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Строев П.А., Ушаков С.А.* Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги // Морские гравиметрические исследования. М.: МГУ. 1970. Вып.5. С.32-40.
- Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А., Сычев П.М., Туезов И.К.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука. 1974. 108 с.
- Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л.* Морская гравиразведка. М.: Недра. 1991. 214 с.
- Галушкин Ю.И., Муравьев А.В., Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Исследование структуры геотермического поля литосферы южной части Командорской котловины // Вулканология и сейсмология. 1986. №5. С.3-16.
- Геологическая карта Камчатской области.* Л.: ВСЕГЕИ. 1976. М. 1:1 500 000. *Г.М. Власов* – ред. *Геология СССР.* Т.31. Камчатка, Курильские и Командорские о-ва. М.: Недра. 1964. 733 с.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы.* Л.: ВСЕГЕИ. 1987. 36 лист. *К.Ф.Сергеев и М.Л.Красный* – ред.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Гладун В.А., Марчук Г.Д., Пантелеев В.Л. и др.* Гравиметрические исследования в районе Курило-Камчатской впадины и северо-западной части Тихого океана в 1958 г. // Морские гравиметрические исследования. 1963. Вып.2
- Гнибиденко Г.С.* Тектоника Командорской впадины // Геология Командорской впадины. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С.5-12.
- Гнибиденко Г.С.* Структура глубоководных желобов Тихого океана (по данным МОВ ОГГ). Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 50 с.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В., Воробьев В.М., Ким Чун Ун, Тараканов Р.З.* Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука. 1980. 178 с.
- Гнибиденко Г.С., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Веселов О.В., Красный М.Л., Кругляков А.А., Куделькин В.В., Павлов Ю.А., Сваричевский А.С.* Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука. 1983. 120 с.
- Голубев В.М., Устинов Н.В.* Строение осадочного чехла и фундамента Берингова моря // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: ПГО Севморгеология. 1981. С.127-144.

- Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А., Сеньюков С.Л., Степанова М.Ю. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. №4. С. 56-64.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Глубинная модель верхней мантии Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. №1. Вып. 9. С. 90-104.
- Гордеев Е.И., Мельников Ю.Ю., Чебров В.Н., Шевченко С.А. Форшок-афтершоковый процесс камчатского землетрясения 17 августа 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1987. №3. С. 81-96.
- Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Викулин А.В., Левина В.И., Сеницын В.И., Яцук В.В. Система сейсмологических наблюдений на Камчатке // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский. 1998. С. 12-24.
- Горельчик В.И., Сторчеус А.В. Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом, Камчатка // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН. 2001. 428 с.
- Горельчик В.И., Гарбузова В.Т. Сейсмичность Ключевского вулкана как отражение его современной магматической деятельности // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. 428 с.
- Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Сторчеус А.В. Глубинные вулканические процессы под Ключевским вулканом по сейсмологическим данным // Вулканология и сейсмология. 2004. №6. С.21-34.
- Гордеев Е.И., Кузаенко Ю.А., Чебров В.Н. Сейсмичность Кроноцкого полуострова // Вулканология и сейсмология. 1991. №3. С. 68-78.
- Гусев А.А. Ошибки определения параметров очага землетрясений Камчатки // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С.66-81.
- Гусев А.А., Левина В.И., Салтыков В.А., Гордеев Е.И. Сильное Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 года: основные данные, сейсмичность очаговой зоны, механизм очага, макросейсмический эффект // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский. Из-во Камчатской государственной академии рыбопромыслового флота. 1998. С. 32-54.
- Демина Л.Л. Аномалии геохимического поведения микроэлементов в придонных водах рифта Таджура // Геология морей и океанов. Тезисы докл. 7 Всесоюз. шк. морск. геол. Т.3. М.: ИОАН. 1986. С.34.
- Дмитриев Б.А., Базылев Б.А., Силантьев С.А., Борисов М.В., Соколов С.Ю., Буго А. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле. Т.1. №6. 1999. С.511-520.
- Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: МГУ. 1987. 181 с.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестн. МГУ, сер. геол. 1974. №3. С.3-20.
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги // Океанологические исследования. №3. М.: АН СССР. 1961. С.124-136.
- Зверев С.М., Капустин Н.К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука. 1980. 207с.
- Зобин В.М., Федотов С.А., Гордеев Е.И., Митякин В.П. Сильные землетрясения на Камчатке и Командорских островах в 1961-1986 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. №1. С.3-23.
- Зобин В.М., Гусева Е.М., Иванова Е.И., Мельников Ю.Ю., Митякин В.П., Ходенко В.Н. Командорское землетрясение 29 февраля 1988 года. Южно-Сахалинск. 1989. Препринт. 25 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 311 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука». 1993. 193 с.
- Ильин А.В. Новые данные о рельефе дна в районе Командорских островов // Докл. АН СССР. 1957. Т.116. №3. С.397-400.

- Ильин А.В.* Рельеф дна Камчатского залива // Труды ИО АН СССР. Т.50. 1961. С.21-28.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.* Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль. 1987. 205 с.
- Исаев Е.Н., Тихонов В.И.* О соотношении тектоники и магнитного поля Курило-Камчатской дуги // Докл. АН СССР. 1967. Т.175. №1. С.161-164.
- Канаев В.Ф.* Рельеф дна Кроноцкого залива // Тр. ИО АН СССР. Т.36. 1959. С.5-20.
- Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: МГУ. 1973. 263 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О.* Хронология морских террас четвертичного возраста // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука. 1987. С.32-39.
- Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н.* Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // Докл. АН СССР. 1982. Т.265. № 3. С.572-576.
- Карп Б.Я., Медведев С.Н.* Скорость продольных волн в верхней части земной коры Тихого океана к востоку от Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1989. №1. С.73-80.
- Карта* новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. Л.: ВСЕГЕИ. 1977. М 1:5000000. *Н.И.Николаев* – ред.
- Каррей Дж.* Позднечетвертичная история материковых шельфов США // Четвертичный период в США. М.: Мир. 1968. Т.1. С.451-472.
- Кеннет Дж. П.* Морская геология. М: Мир. 1987. Т.1. 396 с.
- Кинг Ф.* Тектоническое развитие средней части Северной Америки в четвертичном периоде // Четвертичный период в США. М.: Мир. 1968. Т.1. С.613-666.
- Кирьянов В.Ю., Егорова И.А., Литасова С.Н.* Вулканические пеплы на о. Беринга (Командорские острова) от голоценовых извержений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1986. №6. С.18-28.
- Коган А.Л., Ржевский Н.Н., Шелестов Ф.А.* Континентальный склон в районе Карагинского и Олоторского заливов Берингова моря // Проблемы геофизич. иссл. полярных областей Земли. Сб. научн. трудов НИИГЛ. Л. 1977. С.207-210.
- Конюхов А.И., Чочия Г.Л.* Особенности строения и осадкообразования на тихоокеанской окраине Камчатки // Вестник МГУ, сер. геол. 1981. №3. С.47-55.
- Косыгин В.Ю.* Гравитационное поле и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР. 1991. 201с.
- Косыгин В.Ю., Сеначин В.Н.* Плотностные неоднородности мантии активных океанических окраин и тектоника // Тихоокеанская геология. 1995. Т.14. №6. С.44-52.
- Красный М.Л.* Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона // Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 161 с.
- Курносов В.Б., Михайлов М.А., Шевченко А.Я.* Минералогия и геохимия осадков и вторичных продуктов изменения базальтов в Беринговом море и на северо-западной окраине Тихого океана // Геологическая история Берингова моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С.30-68.
- Лебедев М.М., Апрельков С.Е., Ежов Б.В., Ерошко З.М., Харченко Ю.И.* Системы островных дуг Корьяско-Камчатской складчатой области // Вулканология и сейсмология. 1979. №5. С.30-36.
- Левин В.Е., Магуськин М.А., Бахтиаров В.Ф., Павлов В.М., Титков Н.Н.* Мультисистемный геодезический мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология. 2006. №3. С.54-67.
- Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: ИО АН СССР. 1977. С.137-169.
- Лейн А.Ю., Логвиненко Н.В., Сулержицкий Л.Д., Волков И.И.* Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива // Литология и пол. ископ. 1979. №1. С.23-29.

- Лейн А.Ю., Гальченко В.Ф., Покровский Б.Г., Шабалева И.Ю., Черткова Л.В. Морские карбонатные конкреции как результат микробного окисления газгидратного метана в Охотском море // Геохимия. 1989. №10. С.1396-1406.
- Ле Пишон К., Франито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир. 1977. 287 с.
- Лидер М.Р. Седиментология. М.: Мир. 1986. 430 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.
- Лисицын А.П., Михальцев П.Е., Сысоев Н.И., Удинцев Г.Б. Новые данные о мощности и условиях залегания рыхлых донных отложений северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1957 Т.115. №6. С.1107-1110.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука. 1988. 252 с.
- Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюлл. МОИП, отдел геологич. 1986. Т. 61. Вып. 4. С.3-12.
- Ломтев В.Л., Воробьев В.М., Высоцкий С.В. Новые данные о рельефе и структуре северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С.29-40.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука. 1965. 210 с.
- Лукьянов А.В. Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах. Моделирование // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. Ч.2. С.3-86.
- Маккензи Д.П. Тектоника плит // Природа твёрдой Земли. М.: Мир. 1975. С.180-209.
- Марков М.С., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.К. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги // Геотектоника. 1969. №5. С.52-61.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука. 1980. 212 с.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Лупкина Е.Г., Егорова И.А., Кожемяка Н.Н. Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1974. 439 с.
- Муравьев А.В., Селиверстов Н.И., Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Тепловой поток в районе подводного четвертичного вулканизма Командорской котловины // Докл. АН СССР. 1990. Т.312. №2. С.438- 443.
- Надежный А.М., Селиверстов Н.И., Торохов П.В., Егоров Ю.О., Дубровский В.Н. и др. Просачивания в Камчатском заливе // Докл. АН СССР. 1993. Т.328. №1. С.78-80.
- Неверов Ю.Л., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Петрография зоны сочленения Алеутского и Курило-Камчатского желобов // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С.47-60.
- Непрочнов Ю.П. 29-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев» // Океанология. 1983. Т.23. Вып.2. С.365-368.
- Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р., Рудник Г.Б. Новые данные о строении хребта Ширшова (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1984. Т.277. №6. С.1459-1463.
- Никифорова К.В., Иванова И.К., Кинд Н.В. Актуальные проблемы хроностратиграфии четвертичной системы // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука. 1987. С.15-23.
- Николаев Н.И. Эвстазия, изостазия и вопросы неотектоники // Вестник МГУ, сер. геол. 1972. №1. С.6-22.
- Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра. 1988. 491 с.
- Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С.817-821.
- Николаевский В.Н. Волноводы земной коры // Природа. 1987. № 7. С. 54-60.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 // М.: ИЛОВМ. 2000. 193 с. Н.А. Богданов и В.Е. Хаин - ред.

- Овчинников Л.Н. Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования // Вулканология и сейсмология. 1981 №4. С.36-47.
- Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука. 1987. 235 с. В.В. Белоусов – ред.
- Павлов Ю.А., Портнягина П.В. Об изостазии земной коры на Камчатке // Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от азиатского континента к Тихому океану. Труды СахКНИИ. Вып.30. Владивосток. 1975. С.130-136.
- Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч.2. М.: ГИН АН СССР. 1987. С.173-235.
- Ривош Л.А. О тектонике Камчатского п-ова и дна прилегающих к нему районов (по геофизич. данным) // Геология и геофизика. 1963. №6. С.30-48.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С.9-24.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 584 с.
- Ржевский Н.Н., Зацепин Е.Н., Устинов Н.В., Шимараев В.Н. Особенности геологического строения юго-западной части Берингова моря по аэромагнитным данным // Проблемы геофизических иссл. полярных областей Земли. Сб. научных трудов НИИГА. Л. 1977. С.15-23.
- Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантийное магмообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. №5. С. 3-9.
- Савостин Л.А., Баранов Б.В., Григорян Т.З., Мерклин Л.Р. Тектоника и происхождение западной части Берингова моря // Докл. АН СССР. 1986. Т.286. №4. С.942-946.
- Сагалевич А.М., Торохов П.В., Галкин С.В., Москалев Л.И., Матвеевков В.В. Гидротермальные проявления подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Изв. РАН, сер.геол. №9. 1992. С.104-114.
- Святловский А.Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука. 1967. 219 с.
- Селиверстов Н.И. Строение зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983. №2. С.53-67.
- Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука. 1987. 112 с.
- Селиверстов Н.И. Подводные террасы и новейшие тектонические движения шельфа Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1996. № 3. С.33-52.
- Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный Мир. 1998. 164 с.
- Селиверстов Н.И. Глубинная гидратация океанской литосферы и геодинамика северного участка Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2001а. №1. С.24-38.
- Селиверстов Н.И. Глобальные изменения уровня океана и четвертичный вулканизм // Вулканология и сейсмология. 2001б. №5. С.22-31.
- Селиверстов Н.И. Гидроконвекционная гипотеза островодужного магматизма // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. Вып. 1. С.15-31.
- Селиверстов Н.И. Гидросферные процессы и четвертичный вулканизм // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. Вып. 3. С.5-17.
- Селиверстов Н.И. Структура сейсмофокальной зоны Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. Вып. 9. С.10-26.
- Селиверстов Н.И., Надежный А.М., Бондаренко В.И. Особенности строения дна заливов Восточной Камчатки по результатам геофизических исследований // Вулканология и сейсмология. 1980а. №1. С.38-50.
- Селиверстов Н.И., Надежный А.М., Гаврилов В.А., Дубровский В.Н., Малкин А.П. Опытнометодические работы МОВ-МПВ с сейсмическим радиобуем и электроискровым источником в Кроноцком заливе // Материалы 7 научной конф. аспирантов и молодых ученых. Секция «Геофизика». М.: МГУ. 1980б. С.76-79.

- Селиверстов Н.И., Бондаренко В.И., Надежный А.М.* Структура континентального склона Восточной Камчатки // Геология Дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С.78- 90.
- Селиверстов Н.И., Авдейко Г.П., Иваненко А.Н., Шкира В.А.* О новом подводном вулкане в районе Командорских островов и его структурной приуроченности // Вулканизм и связанные с ним процессы. Тезисы докл.6 Всес. вулканологич. совещ. Вып.1. Петропавловск-Камчатский. 1985. С.55-56.
- Селиверстов Н.И., Авдейко Г.П., Иваненко А.Н., Шкира В.А., Хубуная С.А.* Новый подводный вулкан в западной части Алеутской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. №4. С.3-16.
- Селиверстов Н.И., Баранов Б.В., Егоров Ю.О., Шкира В.А.* Новые данные о строении южной части Командорской котловины по результатам 26 рейса НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология. 1988. №4. С.3-20.
- Селиверстов Н.И., Гавриленко Г.М., Кирьянов В.Ю.* О признаках современной активности подводного вулкана Пийпа // Вулканология и сейсмология. 1989а. №6. С.3-18.
- Селиверстов Н.И., Сугробов В.М., Егоров Ю.О., Шкира В.А., Смирнов Я.Б.* Геодинамика Командорской котловины // Тектоника, энергетич. и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. Тез. докл. Межд. симп. Хабаровск. 1989б. Т.1. С.96-97.
- Селиверстов Н.И., Сугробов В.М., Яновский Ф.Ф.* О геологическом строении и развитии Командорской котловины (по результатам геофизических исследований) // Вулканология и сейсмология. 1995а. №1. С.38-53.
- Селиверстов Н.И., Торохов П.В., Баранов Б.В.* Подводный вулкан Пийпа: структурно-тектонический контроль, геологическое строение и гидротермальная активность // Вулканология и сейсмология. 1995б. №2. С.50-71.
- Сергин В.Я., Сергин С.Я.* Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 279 с.
- Сергин С.Я., Сергин В.Я.* Природа глобальных геологических циклов: системный подход. М.: Наука. 1993. 123 с.
- Силантьев С.А., Баранов Б.В., Колесов Г.М.* Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова // Геохимия. 1985. №12. С.1694-1705.
- Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Дж.Дж.* Модель внутреннего склона глубоководного желоба // Геология континентальных окраин. М.: Мир. 1978. Т.1. С.276-290.
- Слэзин Ю.Б.* Механизм опустошения очага при образовании кальдер // Вулканология и сейсмология. 1987. №5. С. 3-15.
- Смирнов Я.Б., Сугробов 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., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II. Карта измеренного и фонового теплового потока // Вулканология и сейсмология. 1980а. №1. С.96-115.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценки глубинных температур и мощность литосферы // Вулканология и сейсмология. 1980б. №2. С.3-18.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Галушкин Ю.И.* Тепловой поток в зоне сочленения Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем // Вулканология и сейсмология. 1982. №6. С.96-115.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Яновский Ф.Ф.* Земной тепловой поток Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1991. №2. С.41-65.
- Соловьёв О.Н.* Аэромагнитная съёмка в районе Курило Камчатской островной дуги // Прикладная геофизика. 1961. Вып.29. С.168-174.
- Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука. 1974. 184 с.

- Строев П.А., Баграмянц В.О., Коган М.Г. и др.* Гравиметрические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана в 1966-1976 годах // Тр. ГАИШ. 1980. Т.50. С.3-46.
- Строев П.А., Буданов В.Г., Коненаук И.В. и др.* Измерение силы тяжести в северо-западной части Тихого океана в 1968-1976 годах // Тр. ГАИШ. 1976. Т.43. Вып.2. С.116-132.
- Строение дна северо-запада Тихого океана.* М.: Наука. 1984. 232 с. *Ю.М.Пуцаровский и Ю.П.Непрочнов* – ред.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.* М.: Наука. 1964. 306 с. *Е.И.Гальперин и И.П.Косминская* – ред.
- Супруненко О.И.* Важнейшие разломы центральной части Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1970. Т.192. №3. С. 619-622.
- Супруненко О.И., Декин Г.П.* Субширотные разломы Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1968 а. Т. 180. №4. С. 1442-1445.
- Супруненко О.И., Декин Г.П.* Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки // Докл. АН СССР. 1968б. Т.181. №4. С.956-959.
- Супруненко О.И., Андиева Т.А., Сафронов П.Н.* Кротоцко-Крутогоровская зона субширотных разломов Камчатки // Докл. АН СССР. 1973. Т.209. №6. С.1398-1401.
- Торохов П.В.* Сульфидная минерализация гидротермальных образований подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1992а. Т.326. №6. С.1060-1063.
- Торохов П.В.* Гидротермальные карбонаты подводного вулкана Пийпа // Вулканизм, структуры и рудообразование. Тез. докл. 7 вулканол. совещ. Петр.-Камчатский: ИВ ДВО РАН. 1992б. С.104-105.
- Торохов П.В., Таран Ю.А., Сагалевиц А.М., Покровский Б.Г., Шабалева И.Ю.* Изотопный состав метана, углекислого газа и карбонатов термальных выходов подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1991. Т.318. №3. С.728-732.
- Точилина С.В.* Биостратиграфия (радиолярии) кайнозойских отложений Берингова моря // Геология Командорской впадины. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С.13-28.
- Туезов И.К., Быков В.Г., Воробьев Ф.А., Цзан Шаосянь* // Сейсмофокальные зоны и астеносфера северо-запада Тихого океана и востока Азии. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 136 с.
- Тулина Ю.В., Ярошевская Г.А.* Внутренняя структура земной коры. М.: Наука. 1976. 133 с.
- Тулина Ю.В., Зверев С.М., Красильщикова Г.А.* Земная кора и верхняя мантия в области фокальной зоны у Восточной Камчатки // Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука. 1972. С.66.
- Удинцев Г.Б.* Подводная возвышенность Обручева // Вопросы географии. 1954. №35.
- Удинцев Г.Б.* Рельеф Курило-Камчатской впадины // Тр. ИО АН СССР. 1955. Т.12. С.12-61.
- Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука. 1972. 394 с.
- Удинцев Г.Б., Бойченко И.Г., Канаев В.Ф.* Рельеф дна Берингова моря // Тр. ИО АН СССР. 1959. Вып.29. С.17-187.
- Устинов Н.В., Радченко В.Г., Буцева Г.И.* Строение осадочного чехла на подводном хребте Ширшова (Берингово море) // Геолого-геофиз. исслед. в Тихом океане. Л.: ПГО Севморгеология. 1985а. С.84-91.
- Устинов Н.В., Волк В.Э.* Глубинное строение западной части Берингова моря // Геолого-геофиз. иссл. в Тихом океане. Л.: ПГО Севморгеология. 1985б. С.92-101.
- Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с.
- Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 166 с.
- Ушаков С.А., Галушкин Ю.И., Гапоненко Г.И., Дубинин Е.П., Иванов С.С., Иванов О.П., Каверзнев К.М., Шимараев В.Н.* Гравитационное поле и рельеф дна океана. Л.: Недра. 1979. 295 с.
- Ушаков С.А., Ясманов Н.А.* Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль. 1984. 206 с.
- Федотов С.А.* Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. №5. С.3-37.
- Федотов С.А., Кузин И.П., Бобков М.Ф.* Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961-1962 гг. // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1964. №9. С.1360-1375.

- Федотов С.А., Шумилина Л.С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки // Физика Земли. 1971. №9. С.3-15.
- Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965-1968 гг.) // Сейсмичность и сейсмич. прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С.35-46.
- Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология, 1985. №4. С.91-107.
- Фон Хюне Р. Осадки современных глубоководных желобов // Геология континентальных окраин. М.: Мир. 1978. Т.1. С.232-238.
- Хасегава А., Умино Т., Тагаки А. Двухслойная структура глубинной сейсмической зоны островной дуги северо-восточной Японии // Новые данные о строении земной коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1978. С.68-75.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир. 1985. 140 с.
- Холланд Г.Д., Малинин С.Д. Растворимость и распространение нерудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1982. С.370-404.
- Хубуная С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам // Вулканология и сейсмология. 1981. №2. С.36-48.
- Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука. 1990. 325 с.
- Цветков А.А., Волюнец О.Н., Моррис Дж., Тера Ф., Райан Дж. Проблема субдукции осадков в свете данных по геохимии бериллия и бора в магматических породах зоны перехода океан-континент // Изв. АН СССР, сер. геологич. 1991. №11. С.3-25.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. М.: ИЛ. 1963. 502 с.
- Цой И.Б. Эоценовые диатомеи и силикофлагелляты из отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. №4. С.72-87.
- Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука. 2005. 181 с.
- Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое. М.: Наука. 1991. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып.462).
- Чехович В.Д., Багданов Н.А., Кривенко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука. 1990. 159 с.
- Чистяков А.А., Кузнецов Ю.Я., Шолохов В.В., Улицкий О.М., Носова О.М. Структурная геоморфология континентальных окраин. М.: Недра. 1983. 213 с.
- Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // Докл. АН СССР. 1982. Т.263. № 2. С.412-416.
- Шепард Ф. Земля под морем. М.: Мир. 1964. 251 с.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. 1977. 102 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов: результаты моделирования. Новосибирск: Наука. 1983. 112 с.
- Шимараев В.Н. Геомагнитная характеристика земной коры Курило-Охотской переходной зоны // Тр. НИИГА. 1975. Вып.10. С.20-28.
- Шипилов Э.В. Строение осадочного чехла западной части Берингова моря // Изв. АН СССР, сер. геол. 1988. №1. С.120-128.
- Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской островной дуги. М.: Наука. 1978. 190 с.

- Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир. 1978. Т.2. С.192-206.
- Шумм С. Палеогидрология четвертичного периода // Четвертичный период в США. М.: Мир. 1968. т.1. С.541-559.
- Щербаков Ф.А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука. 1983. 212 с.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. 1973. 243 с.
- Яновский Ф.А., Сугробов В.М., Селивёрстов Н.И. Тепловое поле и геотермическая модель литосферы Командорской котловины Берингова моря // Вулканология и сейсмология. 1997. № 2. С.16-31.
- Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V. and Muzurov E.L. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. Vol.199. N2-4. P.237-269.
- Ben-Avraham Z., Cooper A.K. Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones // Geol. Soc. Of Amer. Bull. 1981. Vol.92. P.485-495.
- Beget J.E., Layer P., Flowers B. Tephrochronology and geochronology of the largest maars on Earth, Northern Alaska // Volc. Activity and Environ. Abstr. IAVCEI. Mexico. 1997. P.21.
- Bodine J.H., Watts A.B. On lithospheric flexure seaward of the Bonin and Mariana trenches // Earth and Planetary Science Letters. 1979. Vol.43. No1. P.132-148.
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995. Vol.57. P. 383-402.
- Chase T.E., Menard H.W., Mammerick J. Topography of the North Pacific. Map scale 1:6 500 000. San Diego: Scripps Inst. Oceanogr. and Inst. Mar. Res. Univ. Cal. 1977.
- Clague D.A. and Holmes V.L. Geology, Petrology, and Mineral Potential of the Gorda Ridge // Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufort Sea to Baja California. Geol. Surv. U.S. Menlo Park. 1987. P.563-580.
- Cooper A.K., Marlow M.S., Ben-Avraham Z. Multichannel seismic evidence bearing on the origin Bowers Ridge, Bering Sea // Geol. Soc. of Amer. Bull. 1981 Vol.92. P.474-484.
- Cooper A.K., Marlow M.S. and Scholl D.W. Geologic Framework of the Bering Sea Crust // Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufort Sea to Baja California. Geol. Surv. U.S. Menlo Park. 1987. P.73-102.
- Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. and Stevenson A.J. Evidence for cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // Tectonics. 1992. Vol.11. P.719-731.
- De Long S.E., McDowell F.W. K-Ar ages from the Near islands, Western Aleutian Islands, Alaska: indication at a Mid Oligocene thermal event // Geology. 1975. Vol.3. P.691-694.
- Erickson B.H., Naugler F.P., Lucas W.H. Emperor fracture zone: a newly discovered feature in the Central North Pacific // Nature. 1970. Vol.225. No5727. P.53-54.
- Ewart A., Le Maitre R.M. Some regional compositional differences within Tertiary - Recent orogenic magmas // Chem. Geol. 1980. Vol.30. P.257-283.
- Francheteau J., Harrison C.G.A., Sclater J.G., Richards M.L. Magnetization of Pacific seamounts: a preliminary polar curve for the northeastern Pacific // J. Geophys. Res. 1970. Vol.15. P.2035-2061.
- Goats R.R. Magmatic differentiation in Tertiary and Quaternary volcanic rocks from Adak and Kanaga Islands, Aleutian Islands, Alaska // Bull. Geol. Soc. Amer. 1952. Vol.63. No5. P.485-514.
- Gorbatov A., Kostoglodov V. Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subducting slab: general empirical relation and its application // Tectonophysics. 1997. Vol.277. P.165-187.
- Gorbatov A., Suarez G., Kostoglodov V., Gordeev E. A double-planed seismic zone in Kamchatka from local and teleseismic data // Geophys. Res. Letters. 1994. Vol.21. No16. P.1675-1678.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // Journ. Geophys. Res. 1997. Vol.102. NoB8. P.17,883-17,898.

- Gorbatov A., Fukao Y., Widiyantoro S., Gordeev E. Seismic evidence for a mantle plume oceanwards of the Kamchatka-Aleutian trench junction // *Geophys. Journ. Int.* 2001. No146. P. 282-288.
- Guillou H., Carracedo J.C., Day S.J. Dating of the Upper Pleistocene–Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K–Ar technique // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 1998. Vol.86. P.137–149.
- Hag B.U., Hardenbol K., Vail P.R. Chronology of Fluctuation Sea levels since the Triassic // *Science.* 1987. Vol.235. P.1156-1166.
- Hamilton E.L., Voore D.G., Buffington E.K., Curray J.R., Sherrer P.H. Sediment velocities from sonobuoys: Bay of Bengal, Bering Sea, Japan Sea, and North Pacific // *J. Geophys. Res.* Vol.79. 1974. P.2653-2668.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. Variations in the Earth's Orbit: pacemaker of the Ice Ages // *Science.* 1976. Vol.194. P.1121-1132.
- Hess H.H. History of ocean basins // In *Petrologic studies: a volume in honor of A.F.Buddington.* Geol. Soc. Am. New York. 1962. P.599-620.
- Hilde T.W.C., Isezaki N. and Wageman J.M. Mesozoic seafloor spreading in the north Pacific // *G.H.Sutton, R.Moberly and M.Manghamani (Editors). The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin.* Am. Geophys. Union. Geophys. Monogr. 1976. Vol.19. P.205-226.
- Hudnut K.W., Taber J.J. Transition from double to single Wadati-Benioff seismic zone in the Shumagin Islands, Alaska // *Geophys. Res. Lett.* 1987. Vol.14. P.143-146.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Vol.XIX. 1973. 913 p.
- Jakes P.J., White A.J.R. Major and trace volcanic rocks of orogenic areas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol.83. No1. P.29-39.
- Kogan M.G. Gravity field of the Kuril-Kamchatka Arc and its relation to the thermal regime of lithosphere // *Geophys. Res.* 1975. Vol.80. No11. P.1381-1390.
- Kulm L.D., von Huene R. et al. Initial Reports of the DSDP. Vol.XVIII. 1973. 1077 pp.
- Kusakabe M., Chiba H., Ohmoto H. Stable isotopes and fluid inclusion study of anhydrite from the East Pacific Rise at 21°N // *Geochem. J.* 1982. Vol.16. P. 89-95.
- Langseth M.G., Hobart M.A., Horai K. Heat flow in the Bering Sea // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol.85. NoB7. P.3740-3750.
- Ludwig W.J., Houtz R.E., Ewing M. Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers Ridge, Shirshov Ridge and enclosed basins // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol.76. No26. P.6367-6375.
- McCarthy J., Scholl D.W. Mechanisms of subduction accretion along the central Aleutian Trench // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985. Vol.96. P.691-701.
- McCormick M.P. Initial assessment of the stratospheric and climatic impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption prologue // *Geophys. Res. Lett.* 1992. Vol.19. No2. P.149.
- McNutt M. Implications of Regional Gravity for State of Stress in the Earth's Crust and Upper Mantle // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol.85. NoB11. P.6377-6396.
- McGuire W.I. Increased explosive volcanic activity due to late quaternary sea-level changes // *Volc. Activity and Enviror. Abstr. IAVCEI. Mexico.* 1997. P.33.
- Molnar P., Atwater T. Interarc Spreading and Cordilleran Tectonics as Alternates Related to the Age of Subducted Oceanic Lithosphere // *Earth and Planet. Sci. Letts.* 1978. Vol.41. P.330-340.
- Moore J.C., Byrne T., Plumley P.W., Reid M., Gibbons H., Coe R.S. Paleocene evolution of the Kadiak island, Alaska: consequences of ridge-trench interaction in a more southerly latitude // *Tectonics.* 1983. Vol.2. P.265-293.
- Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions // *Bull. Amer. Petrol. Geol.* 1972. Vol.56. P.202-213.
- Nelson C.H., Hopkins D.M., Scholl D.W. Cenozoic sedimentary and tectonic history of the of the Bering Sea // *Oceanography of the Bering Sea (D.W.Hood and E.J.Kelley).* Univ. Alaska Press. USA. 1974. P.485-516.
- Normark W.R., Spenser J.E., Ingle J.C., Jr. Geology and Neogene History of the Pacific Continental Margin of Baja California Sur, Mexico // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufort Sea to Baja California.- Geol. Surv. U.S. Menlo Park.* 1987. P.449-472.

- Parsons B., Sclater J.G. An Analysis of the Variation of Ocean Floor Bathymetry and Heat Flow with Age // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol.82. P. 803-827.
- Paterne N., Labeyrie J., Mazaud A., Arnold M., Guichard F., Duplessy J.C. Volcanic series in ice and marine cores synchronous fluctuations over the past 100 kyr. // *Volc. Activity and Environ. Abstr.* IAVCEI. Mexico. 1997. P.33.
- Rabinowits Ph.D., Cooper A.K. Structure and sediment distribution in the Western Bering Sea // *Mar. Geol.* 1977. Vol.24. No4. P.309-320.
- Rampiro M.R., Self S. Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super eruption // *Nature* (London). 1992. Vol.359. No6390. P.50-58.
- Ramaswamy V. Explosive start to last ice age. // *Nature* (London). 1992. Vol.359. No6390. P.44-50.
- Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part III: Seismic Structure Revealed by Explosion Experiments // *Bull. of the Earthquake Res. Inst. University of Tokyo.* 1990. Vol.65. P. 105-133.
- Romick J., Tsvetkov A.A., Seliverstov N.I., Baranov B.V. Silicic volcanism in the Komandorsky Basin: evidence for storage of a slab component in the backarc mantle // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1990. Vol.48. P.218-255.
- Rubinstone J.L. Geology and geochemistry of early Tertiary submarine volcanic rocks of the Aleutian Islands and their bearing on the development of the Aleutian Islands Arc // *Ph. D. thesis.* Cornell Univ. Ithaca. 1985. 350 p.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1975. Vol.151. P.1-31.
- Scholl D.W., Creager J.S. Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results; far North Pacific, and Aleutian Ridge, and Bering Sea // *Initial Reports of the DSDP.* Vol.19. 1973. P.897-913.
- Scholl D.W., Marlow M.S., Macleod N.S., Buffington E.C. Episodic Aleutian Ridge igneous activity: implication of Miocene and younger submarine volcanism West of Buldir island // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1976. Vol.87. No4. P.547-554.
- Scholl D.W., Hein J.R., Marlow M.S., Buffington E.C. Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol.88. No11. P.1567-1576.
- Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Arc, forearc and trench sedimentation and tectonics: Amlia corridor of the Aleutian Ridge // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1983. Vol.34. P.118-154.
- Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Terrane accretion, production, and continental growth: A perspective based on the origin and tectonic fate of the Aleutian- Bering Sea region // *Geology.* 1986. Vol.14. No3. P.43-47.
- Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Geologic evolution and petroleum geology of the Aleutian Ridge // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufort Sea to Baja California.* 1987. P.123-155.
- Schrader E.L., Rosendahl B.R., Furbish W.J. et al. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal and pelagic sediments from the Mounds Hydrothermal Field, Galapagos Spreading Center: DSDP, Leg 54 // *J. Sediment. Petrol.* 1980. Vol.50. P.917-928.
- Scotese C.R., Gahagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstruction of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // *Tectonophysics.* 1988. Vol.155. P.27-48.
- Shackleton N.J. and Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10 and 10 year scale // *Quaternary Res.* 1973. No3. P.39-55.
- Shackleton N.J. Opdyke N.D. 1976. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific Core V.28-239. Late Pliocene to Latest Pleistocene // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1976. Vol.145. P.449-464.
- Sharman G.F. and Risch D.L. Northwest Pacific tectonic evolution in the Middle Mesozoic // *Tectonophysics.* 1988. Vol.155. P.331-344.
- Shepard F.P. Sediments of the continental shelves // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1932. Vol.43. P.1017-1039.
- Shipley T.H., Didyk B.M. Occurrence of methane hydrates offshore southern of Mexico // *Initial Reports of the DSDP.* Vol.66. 1982. P.547-555.

- Shor G.G., Fornary D.J.* Seismic refraction measurements in the Kamchatka Basin Western Bering Sea // *J. Geoph. Res.* 1976. Vol.81. No29. P.5260-5266.
- Self S., Rampiro M.R., Barbera J.J.* The possible effects of late 19th and 20th Century volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 1981. Vol.11. P. 41–60.
- Seliverstov N.I., Torokhov P.V., Egorov Yu.O., Dubrovsky V.N., Taran Yu.A., Kokarev S.G.* Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka) // *Bull. Geol. Soc. of Denmark.* 1994. V.41. P.50-54.
- Simkin T., Tilling R.I., Toggart J.N., Jones W.J. and Spall H.* World Maps of Volcanoes, Earthquakes, and Plate Tectonics // *Smitsonian Institution U.S. Geol. Surv.* 1989.
- Stauder W.* Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian trench with relation to sea-floor spreading // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol.73. P.7693-7701.
- Stewart R.J., Natland J.H., Glassley W.R.* Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the North Pacific ocean and the Bering Sea // *Initial Reports of the DSDP.* Vol.19. 1973. P.615-627.
- Strasberg M.* The pulsation frequency of nonspherical gas bubbles // *J. Acoust. Soc. Amer.* 1953. Vol.25. №3. P.536-537
- Stone D.B., Panuska B.C., Packer D.R.* Paleolatitudes Versus Time for Southern Alaska // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol.87. No B5. P.3697-3707.
- Taran Y.A., Torokhov P.V., Pokrovsky B.G., Shabaeva I.V.* Isotopic composition of mineral precipitates and free gas associated with hydrothermal vents of Piip volcano, Bering Sea // *Geochemical J.* 1992. Vol.26. P.291-297.
- Torokhov P.V. and Taran Y.A.* Hydrothermal fields of the Piip submarine volcano, Komandorsky Back-Arc Basin: Chemistry and origin of vent mineralization and bubbling gas // *Bull. of the Geol. Soc. of Denmark.* 1994. Vol.41. P.55-64.
- Turcotte D.L., Schubert G.* Frictional heating of the descending lithosphere. // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol.78. P.5876-5886.
- Uyeda S.* Subduction zones: an introduction to comparative subductology // *Tectonophysics.* 1982. Vol.3-4. P.133-159.
- Von Huene R., Longseth M., Nasu N., Okada H.* Summary, Japan Trench Transect // *Scientific Party. Init. Reports DSDP.* Wash. 1980. Vol. 56,57. Pt.1. P.473-488.
- Watts A.B., Takakjian.* Gravity field of the Northwest Pacific ocean basin and its margin: Aleutian island arc-trench system // *New York: LDGO.* 1975.
- Watts B.A., Kogan M.G., Bodine J.H.* Gravity field of the Northwest Pacific ocean basin and its margin: Kuril island arc-trench system // *New York: LDGO.* 1977.
- Williams D.L., Creen K., Van Andel T.H., Van Herzen R.P., Dymand J.R. and Crane K.* The hydrothermal maunds of the Galapagos Rift: observations with DSRV «Alvin» and detailed heat flow studies // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol.84. P.7467- 7484.
- Woodcock N.H., Fischer M.* Strike-slip duplexes // *J. Struct. Geol.* 1986. Vol.8. N7. P.725-735.
- Yogodinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matveenkov V.V.* Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calcalkaline series at Piip volcano, far western Aleutians // *J. Petrol.* 1994. Vol.35. Pt.1. P.163-204.
- Yoshii T.* A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan // *Tectonophysics.* 1979. Vol.55. P.349-360.
-
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ ПРИКАМЧАТСКИХ АКВАТОРИЙ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	7
1.1. КРАТКИЙ ОБЗОР ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	7
1.2. РЕЛЬЕФ ДНА ПРИКАМЧАТСКИХ АКВАТОРИЙ	12
1.2.1. Активная континентальная окраина Восточной Камчатки	14
1.2.2. Западный сектор Алеутской островной дуги	19
1.2.3. Тихоокеанская плита	20
1.2.4. Командорская котловина и ее подводное обрамление	21
1.3. СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА	23
1.3.1. Тихоокеанская плита	25
1.3.2. Глубоководные желоба	31
1.3.3. Командорская котловина	34
1.3.4. Шельф и континентальный склон Восточной Камчатки	40
1.4. ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА И СТРУКТУРА ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	57
1.4.1. Гляциоэвстатические колебания уровня океана	57
1.4.2. Сейсмостратиграфия шельфовых отложений	60
1.4.3. Структура отложений и новейшие тектонические движения шельфа Восточной Камчатки	61
1.5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ПИЙПА	71
1.5.1. Краткий исторический обзор проведенных исследований	71
1.5.2. Основные черты геологического строения подводного вулкана Пийпа и его обрамления	72
1.5.3. О признаках современной активности подводного вулкана Пийпа	82
1.6. АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ	90
1.6.1. Шельф и континентальный склон Восточной Камчатки	90
1.6.2. Тихоокеанская плита	93
1.6.3. Командорская котловина	96
1.7. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 1	98
Глава 2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ	101
2.1. СТРУКТУРА СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ КАМЧАТКИ	101
2.1.1. Анализ исходных данных	102
2.1.2. Методика построений	104
2.1.3. Анализ разрезов	111
2.2. МЕХАНИЗМЫ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ	115
2.2.1. Камчатская ветвь островной дуги	115
2.2.2. Западный сектор Алеутской дуги	117

2.3. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА	120
2.3.1. Командорская котловина	122
2.3.2. Зона сочленения желобов и возвышенность Обручева	124
2.4. ПОДВОДНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ	125
2.5. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 2	128
Глава 3. ГЕОДИНАМИКА И НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ	129
3.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА ТЕКТНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА	129
3.2. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СХЕМА КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА	133
3.2.1. Исходные положения	134
3.2.2. Палеогеодинамические реконструкции	135
3.2.3. О направленности геодинамических процессов в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг	143
3.3. О РОЛИ ГЛУБИННОЙ ГИДРАТАЦИИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ГЕОДИНАМИКЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ	144
3.3.1. О двух типах внешнего склона глубоководного желоба и процессах глубинной гидратации океанской литосферы	144
3.3.2. Региональные особенности глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты	148
3.3.3. Глубинная гидратация и сейсмофокальная зона	152
3.3.4. Сдвиговые зоны и тепловой поток прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты	154
3.4. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 3	155
Глава 4. О ВЛИЯНИИ ПРОЦЕССОВ ВНЕШНЕЙ ГЕОДИНАМИКИ НА ОСТРОВОДУЖНЫЙ МАГМАТИЗМ	157
4.1. ГИДРОКОНВЕКЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА ОСТРОВОДУЖНОГО МАГМАТИЗМА	157
4.1.1. Гидроконвекционные магматические системы	157
4.1.2. О возможной природе глубоких длиннопериодных землетрясений и вулканического дрожания	160
4.1.3. О некоторых закономерностях проявления сейсмической активности под Ключевским вулканом	162
4.2. ГИДРОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ	166
4.2.1. Эвстазия и вулканизм	166
4.2.2. О возможных механизмах влияния глобальных изменений уровня океана на вулканическую активность	171
4.3. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 4	173
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	175
ЛИТЕРАТУРА	179