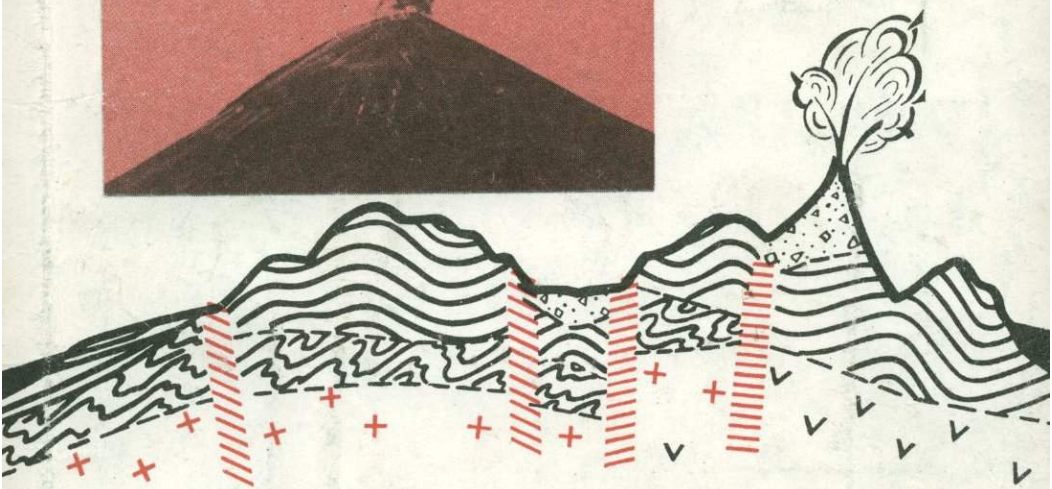


В.И.МАРАХАНОВ, С.В.ПОТАПЬЕВ

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАМЧАТСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт

В.И. МАРАХАНОВ, С.В. ПОТАПЬЕВ

СТРУКТУРНОЕ
РАЙОНИРОВАНИЕ
КАМЧАТСКОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
ОБЛАСТИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1981



3683

Мараханов В.И., Потапьев С.В. Структурное районирование Камчатской тектонической области. М.: Наука, 1979. 88 с.

На основе геолого-геофизических данных последних лет определены границы Камчатской тектонической области. Проведен формационный анализ вулканогенно-осадочных, магматических и метаморфических пород. Построена модель земной коры Камчатки и выполнен анализ конвергентности геологических и геофизических данных при определении современной структуры тектонической области. Объясняется происхождение Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской зон и делается вывод о поступательно-стадийном во времени и пространстве процессе наращивания земной коры в регионе.

Табл. 6, ил. 18, библиогр. с. 80—87. (203 назв.).

Ответственный редактор

Ю.С. САЛИН

Владимир Иванович Мараханов, Станислав Васильевич Потапьев
СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАМЧАТСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Утверждено к печати Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР

Редактор издательства И.М. Ерофеева. Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Н.А. Посканная. Корректор Г.Б. Шишкова

ИБ № 21026

Подписано к печати 12.10.81. Т — 24042. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 5,5 + 0,8 вкл. Уч.-изд.л. 7,9. Тираж 750 экз. Тип. зак. 664
Цена 1 р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

В последнее двадцатилетие внимание исследователей привлечено к зонам перехода от континентов к океанам. Это объясняется разнообразием слагающих их гетерогенных тектонических объектов и широким развитием процессов, определяющих формирование и эволюцию земной коры в переходных зонах.

На Тихом океане зоны перехода характеризуются активным протеканием процессов осадконакопления, вулканизма, контрастностью тектонических движений. Эти процессы сопровождаются преобразованиями земной коры с формированием различно построенных структурных элементов, заключающих в себе комплексы месторождений полезных ископаемых. Изучение процессов, протекающих на границе континентального и океанического блоков, в теоретической геологии позволяет перейти к созданию приближенной теории развития Земли как планеты, а в прикладной геологии послужит основой для выявления закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в пределах акваторий и прибрежных территорий.

Камчатская тектоническая область сформировалась в результате развития одноименной геосинклинали в фанерозое. Наряду с другими тектоническими элементами (плиты, глубоководные впадины, островные дуги) Камчатская тектоническая область также является составной частью переходной зоны в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса. Среди структурных элементов зоны перехода она занимает промежуточное положение, так как располагается на границе участков с субконтинентальным (Охотоморская плита) и океаническим (Тихоокеанская плита) типами земной коры. Вероятно, именно промежуточное положение между двумя разнородными элементами (субконтинентальная и океаническая плиты) и определяет необычно сложное строение тектонической области.

В Камчатской геосинклинали в домеловое — меловое время накапливались мощные комплексы (более 11 000 м) осадочных и вулканогенных образований собственно геосинклинальной стадии. В палеоген-неогеновое время формировались комплексы преимущественно крупнообломочных терригенных и вулканогенных пород (10 000—13 000 м) как геосинклинального, так и орогенного этапов развития. Одновременно в области Большерецко-Соболевского выступа, входящего в состав тектонической области, формировался покровный комплекс отложений, характеризующий квазиплатформенное развитие этого участка. В четвертичный и современный периоды полуостров представлял область интенсивного и широкого проявления азрального вулканизма син- и посторогенной стадий геосинклинального развития. Разнознаковые тектонические движения с доверхнемелового и до настоящего времени определили складчато-блоковое строение области. Наличие геосинклинального, орогенного и плитного формационных комплексов, сложная разрывная тектоника и обширные покровы вулканитов, обусловив-

шие различную степень изученности разрезов, породили существующую разноречивость в толковании внутренней структуры тектонической области и отдельных ее районов.

Монография посвящена установлению статической системы структурных элементов первого, второго и третьего порядков в тектонической области и выяснению особенностей их взаимоотношений. Для этого необходимо выполнить ряд задач:

- 1) определение границ Камчатской тектонической области;
- 2) уточнение современной структуры вулканогенно-осадочного слоя и установление связи поверхностных структур с особенностями глубинного строения;
- 3) определение соотношений гранитно-метаморфического и базальтового слоев с пограничными элементами Охотоморской и океанической плит.

На различных стадиях изученности региона поставленную проблему решали многие исследователи — К.Дитмар (в 1901 г.), К.И.Богданович (в 1904 г.) и В.А.Обручев (в 1927 г.), а также М.Ф.Двали [1936], И.Б. Плешаков [1938], Б.Ф. Дьяконов [1944], О.С. Вялов [1951], М.Ф.Двали [1955], Г.М.Власов и др.[1959, 1963], В.И. Тихонов, Г.Б. Удинцев [1960], Л.А.Ривш [1963], Т.В.Тарасенко [1971], С.З.Горбачев и др. [1972], Г.С.Гнибиденко и др. [1976] и многие другие, выводы которых сохраняют свою актуальность по сей день.

К настоящему времени накопилось достаточно много новых данных, особенно по глубинному строению, анализ которых позволяет с большей детальностью, чем ранее, осветить структуру вулканогенно-осадочного слоя, установить глубинное строение земной коры и на основе новых данных высказать ряд положений по истории формирования и развития тектонической области.

В работе анализируется структура Камчатского полуострова и северной группы островов Большой Курильской гряды (острова Шумшу, Парамушир, Атласова и Анциферова) с окружающими их участками шельфов Тихого океана, Берингова и Охотского морей. Включение в исследуемую область участков акваторий диктуется общностью историко-геологического развития дна морей и прибрежной суши. Анализ пространственных взаимоотношений структурных форм дна в акваториях и прилегающих территорий приводит к выводу о том, что все они являются составными элементами единой Камчатской тектонической области.

При подготовке работы авторы пользовались консультациями и дружескими советами Г.П.Авдейко, С.Е.Апрелкова, Г.С.Гнибиденко, С.З.Горбачева, М.С.Дюфура, М.М.Лебедева, Ю.С.Салина, А.С.Сваричевского, К.Ф.Сергеева, В.А.Соловьева, В.И.Федорченко, И.В.Флоренского, Н.А.Храмова. Большую помощь в техническом оформлении работы оказали Л.Ф.Адиссонова и Г.Я.Черкашина. Авторы выражают искреннюю признательность всем названным товарищам.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ
КАМЧАТСКОГО ПОЛУОСТРОВА

К настоящему времени известно около 20 тектонических схем Камчатского полуострова. Они последовательно детализируются, отражая возрастающую изученность геологических образований и образующих ими тектонических элементов в Камчатской тектонической области.

В первых тектонических построениях В.А.Обручева 1891 г. и К.Дитмара 1901 г. структура полуострова представлялась в виде большой антиклинальной складки северо-восточного простириания. Предполагалось, что древние комплексы метаморфических пород слагают ядро, а третичные отложения развиты на крыльях складки.

В 1904 г. К.И.Богданович приводит материалы, свидетельствующие о более сложном строении полуострова и выделяет складчатые сооружения хребтов Медвежьего, Хайрюзовского и Кумроча.

В 1927 г. В.А.Обручев, по данным К.И.Богдановича выделяет фазы складчатости, определившие различные простириания разновозрастных комплексов. Палеозойская (девон — карбон) сформировала северо-западные, мезозойская — север-северо-восточные и третичная — северо-восточные простириания складок. В этой же работе впервые указываются ориентировка и пространственное положение крупнейших разломов [Белова и др., 1961].

М.Ф.Двали [1936], обобщая накопленный материал, выделил четыре крупные субпараллельные антиклинальные зоны, простирающиеся в северо-восточном направлении.

И.Б.Плешаков [1938] выделил шесть фаз складчатости в цикле альпийского орогенеза: камчатскую (мел — палеоген), курильскую (палеоген — неоген), алеутскую (верхний миоцен), татарскую (верхний плиоцен), сахалинскую (плиоцен — постплиоцен), охотскую (плейстоцен).

На тектонической схеме, составленной О.С.Вяловым [1952], выделяются две антиклинальные, три синклиналильные зоны и отмечается подворот осей структур к востоку в южной части полуострова.

Анализируя геологическое строение Западной Камчатки, Б.Ф.Дьяков [1955] приходит к выводу о существовании пяти фаз складчатости, с проявлениями которых он связывает активизацию интрузивного и эффузивного магматизма.

В тектонических построениях М.Ф.Двали [1955] выделяются три складчатых комплекса палеозойского, мезозойского и третичного возраста. Решающая роль в формировании структуры отводится мезозойскому комплексу.

До 1956 г. Камчатская тектоническая область рассматривалась как элемент альпийской складчатости. Н.С.Шатский и А.А.Богданов в объяснительной записке к "Тектонической карте СССР и сопредельных территорий" масштаба 1 : 5 000 000 [1957] впервые отмечают различие альпийской (Европа и Западная Азия) и кайнозойской (Тихоокеанский пояс) фаз тектогенеза и на карте Корякско-Камчатскую область

включают в состав окраинного пояса кайнозойской складчатости Тихого океана.

Интересный эксперимент проводит Н.С.Шатский, представив в Доклады АН СССР в один день, 26 февраля 1959 г., работы Г.М.Власова, В.А.Ярмолюка [1959] и В.И.Тихонова [1959] с диаметрально противоположными воззрениями на тектонику полуострова.

Г.М.Власов и В.А.Ярмолюк выделяют ряд структурных элементов, меридионального и северо-восточного простираний, формирование которых, согласно формационному анализу, происходит в период с верхнемелового до настоящего времени.

По В.И.Тихонову, все структурные элементы, от мыса Лопатка до п-ва Кроноцкого, имеют северо-западные направления простираний. Он отмечает, что "в четвертичное время на складчатую дугу основания север-северо-западного простирания наложена молодая складчатая дуга, имеющая общее северо-восточное направление простирания и продолжающая развиваться и в настоящее время" [1959, с. 179]

В 1961 г. большой коллектив исследователей Северо-Востока СССР и Камчатки [Белова и др., 1961] изложил свои представления о тектонике Камчатки. В работе отмечается полосовое расположение основных структурных элементов, среди которых выделяются три прогиба и два смежных с ними поднятия северо-восточного простирания. Сформировались эти структурные элементы в период альпийского орогенеза, согласно схеме, предложенной И.Б.Плешаковым в 1938 г.

Б.А.Петрушевский [1961] предполагает, что Камчатская зона является древним геосинклинальным сооружением со структурами северо-восточного простирания, а структуры северо-западного простирания расцениваются как исключения.

Позднее Г.М.Власовым с соавторами на основании анализа вещественного состава выделяются три структурно-фациальные зоны с обозначением в их пределах разноранговых структурных элементов. Изменение осей простирания структур с северо-восточного на меридиональное в районе Малко-Петролавловской зоны дислокаций объясняется преемственностью в развитии от древних структур [Власов и др., 1963]. В статье резко критикуются утверждения В.И.Тихонова и его соавторов [1959; Тихонов, Удинцев, 1960; Тихонов, Ривов, 1961] о перестройке северо-западного структурного плана верхнемеловых и третичных отложений на северо-восточное в результате тектонических движений четвертичного времени.

Л.А.Ривов [1963], освещая тектонику Камчатского полуострова и прилегающих к нему акваторий с позиций анализа гравиметрических и магнитометрических данных приходит к заключению, что "развитие верхнемеловых складчатых комплексов происходило преимущественно по единому структурному плану общего северо-восточного направления в трех главных структурно-фациальных зонах", а "вулканические пояса, обрамляющие верхнемеловые поднятия, подчеркивают единство структурных планов верхнемеловых и палеоген-нижнемиоценовых формаций" и только "в позднемиоцен-плиоценовое время ... возникают тектонические элементы наложенного характера" (с. 42-43). Завершая анализ, Л.А.Ривов приходит к выводу, что "на протяжении всей геологической истории геосинклинальные структуры имели тенденцию к развитию по единому северо-восточному структурному плану, однако они не могли полностью "избавиться" от влияния древнего догеосинклинального основания, что и вызвало изменение их ори-

ентировки в тех районах, где структуры этого основания сохранились в виде устойчивых и приподнятых блоков земной коры" (Там же).

Представления П.Н.Кропоткина и К.А.Шахварстовой [1965] о тектонике полуострова близки взглядам Г.М.Власова и др. [1963]. П.Н.Кропоткин несколько больше внимания уделяет Малко-Петропавловской зоне дислокаций, сравнивая ее со структурой типа Фосса-Магна в Японии.

В региональной сводке по геологии Камчатского полуострова [Геология СССР, 1964] Г.М.Власов с соавторами развивают представления о существовании в пределах Камчатского полуострова трех структурно-фациальных зон. Отмечается, что они формировались в период от верхнего мела до четвертичного времени в результате пяти фаз складчатости. К нерешенным вопросам тектоники Камчатки ими относятся геологическая структура восточных полуостровов и центральной части Срединного хребта, характер сопряжения Тигильского поднятия и Срединного Камчатского массива метаморфических пород, тектоническая позиция метаморфических пород в Хавывенской возвышенности, происхождение Малко-Петропавловской зоны дислокаций, роль молодых четвертичных дислокаций "курильского" направления в образовании современных структур и рельефа полуострова, наложенный характер этих структур на более древние — позднемиоценовые и третичные — и др.

А.В.Горячев [1966], анализируя тектоническое развитие Курило-Камчатской зоны, отрицает поворот основных складчатых сооружений Камчатки северо-восточного и меридионального простираний в сторону Тихого океана; система горстов и грабенов в районе Петропавловска рассматривается им в качестве поперечной наложенной структуры. Отмечается гетерогенность строения Срединного хребта и предполагается продолжение Малкинского антиклинория на юг в направлении поднятия Академии Наук. Им также обращается внимание на принципиально различное строение Западной и Восточной Камчатки, граница между которыми проведена по системе продольных разломов, совпадающих с долиной р. Камчатки.

При рассмотрении тектоники Тихоокеанского подвижного пояса Л.И.Красный [Геологическое строение ..., 1966] выделяет Западно-Камчатско-Корякскую складчатую область и Курило-Восточно-Камчатскую геосинклинальную область, первая из которых рассматривается как район разновременной тектонической стабилизации с завершенной складчатостью, а вторая отвечает области проявлений активного геосинклинального процесса, выражающихся в интенсивных вулканизме, сейсмичности, осадконакоплении и неотектонических движениях.

На "Тектонической карте Евразии" масштаба 1 : 5 000 000 [1966] границы Камчатско-Курильской тектонической системы впервые выведены за пределы суши. Эта система включает в себя участки шельфа, на площади которого предполагается распространение структурных элементов суши. При анализе тектонической системы Ю.М.Пуцаровский [Тектоника..., 1966] отмечает: "... тектонические элементы Камчатки весьма разнородны, и сейчас геологи находятся в периоде поиска наиболее приемлемой схемы тектонического строения полуострова" (с. 247), что подтверждается "несовпадением тектонического плана новейшего этапа развития и более древнего. Новейший план дислокаций характеризуются их северо-восточным простиранием, а более древний — субмеридиональным" (с. 247—248). Учитывая высокую активность неотектонических процессов, вулканизма и сейсмичности, Ю.М.Пуцаровский выделяет восточную часть полуострова как зону ак-

тивного тектогенеза, в то время как в западной зоне тектогенез значительно ослаблен и проявляется здесь главным образом в сводовых поднятиях.

Приведенная характеристика особенностей структурного плана Камчатки и анализ строения других кайнозойских складчатых областей позволили А.Л.Яншину заключить, что "в области кайнозойской тихоокеанской складчатости геосинклиальный режим был регенерирован после предшествующего складкообразования и поднятия в различные эпохи верхнего мела, а на юге даже в палеогене" [Тектоника ..., 1966, с. 23].

Т.В.Тарасенко [1971] на основе анализа структуры формационных комплексов выделяет в Корякско-Камчатской складчатой области Западно-Камчатскую складчатую зону и Курило-Камчатско-Олюторскую геосинклиально-складчатую систему. Для первой он отмечает гетерогенную природу комплекса основания и миогеосинклиальный режим развития, в характеристике второй акцентирует внимание на эвгеосинклиальном режиме развития. В оформлении структуры складчатой области в современном виде Т.В.Тарасенко большое значение отводит роли глубинных разломов.

Г.П.Авдейко [1972], выявив закономерности распределения формаций главного геосинклиального комплекса в вертикальном и горизонтальном направлениях, четко обозначил границы Ветвейско-Камчатской и Восточно-Камчатской тектонических зон. Им же указано на ступенчатый характер омоложения возраста кремнисто-вулканогенных формаций.

С.З.Горбачев с соавторами [1972] по возрасту главной складчатости выделяет области позднемезозойской и кайнозойской складчатости, отвечающие Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской структурно-формационным зонам соответственно, и тем самым обосновывает с несколько иных позиций идею о поступательном-стадийном развитии геосинклиального процесса в направлении с запада на восток в Камчатской складчатой области.

Заслугой Г.С.Гнибиденко [1972] является обоснование вывода о том, что метаморфические комплексы сформировались в результате метаморфизма собственно геосинклиальных образований в результате развития геосинклиального процесса. Позже Г.С.Гнибиденко с соавторами [1976] на основании комплексного анализа геолого-геофизического материалов приводит расширенную схему тектоники Камчатского полуострова и данные в пользу выделения Западно- и Восточно-Камчатской структурно-формационных зон. В работе отмечается, что наряду с преобладанием структурных элементов северо-восточного простирания как в Западной, так и в Восточной зонах имеются структуры с меридиональными и северо-западными простираниями. Вопрос о причинах разнонаправленности структур в складчатой области не разбирается. Развитие Камчатской геосинклинали рассматривается с мелового времени, при этом априорно постулируется отсутствие комплекса основания в Камчатской геосинклинали и предполагается, что заложение этой геосинклиальной системы произошло непосредственно на земной коре океанического типа, т.е. как энсиматической геосинклинали. Выходы метаморфических пород рассматриваются этими исследователями как ядра роста гранитного слоя, свидетельствующие о завершении геосинклиального развития области. Авторами отмечается повсеместное продолжение структурных элементов суши Западной и Восточной зон в море, но не разбирается вопрос о границах распространения структурных элементов в пределах дна акваторий.

В.А.Леглер [1977] рассматривает развитие Камчатки с точки зре-

ния теории тектоники литосферных плит. Здесь Камчатка отнесена к островным дугам (ОД) и в ее пределах выделен ряд структур, "не стандартных" для ОД (вулканический пояс Срединного хребта, Центральная-Камчатская депрессия, невулканический Восточный хребет, Петропавловская поперечная зона и др.). Формирование "нестандартных" структур в пределах ОД, по мнению автора, объясняется конкретными условиями движения плит. Оригинальные взгляды автора достаточно дискуссионны из-за не всегда удовлетворительного обоснования их при выделении подвижных блоков и отсутствия убедительных количественных оценок горизонтальных перемещений этих блоков.

Изложенный материал показывает, что представления о структуре Камчатского полуострова во времени развивались последовательно. Весьма удачным оказался эксперимент Н.С.Шатского с одновременной публикацией работ Г.М.Власова и В.И.Тихонова, отражающих диаметрально противоположные взгляды на структуру полуострова. Этот опыт стимулировал выход максимального количества работ по тектонике Камчатки в период с 1959 по 1966 г. Время показало большую жизнеспособность позиции Г.М.Власова, основные положения которой развиваются и детализируются современными исследователями.

Перечисленными работами далеко не исчерпывается список исследований, посвященных тектонике Камчатки и отдельных ее районов. Задав целью отразить существовавшие направления в исследованиях тектонической области, авторы стремились проанализировать работы, в которых эти направления получили наиболее четкое выражение и развитие. Анализ работ показывает, что в строении Камчатской тектонической области до настоящего времени недостаточно четко освещены детали ее структуры. Главными из неразработанных проблем остаются: выявление пространственного положения структурных элементов, их распространения и взаимоотношений; вопросы границ складчатой области; причины существования в разновозрастной складчатой области различно ориентированных структурных элементов.

ГЛАВА II

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Принадлежность Камчатской тектонической области к зоне перехода, основы структурного районирования которой широко обсуждаются в кругах специалистов, затрудняет выбор методологии исследований. Тем не менее, установление структурного изоморфизма в строении земной коры континентов и тектонической природы переходной зоны Дальнего Востока [Соловьев и др., 1974] позволяет использовать апробированные на континентах принципы тектонического районирования.

Основной целью работы является построение статической модели структурных элементов и проведение структурного районирования с учетом историко-геологических особенностей развития региона. Рассматривая тектоническую область как надпорядковый объект исследования, можно предложить следующую иерархическую последовательность структурных элементов: I порядок — структурно-формационные зоны, II порядок — антиклинории и синклинории, III порядок — антиклинальные и синклиналильные зоны, IV порядок — впадины, прогибы, поднятия, купола и другие формы.

При построении статической модели обозначение последовательности в выделении разноранговых объектов определяется в направлении от элементов наиболее высоких (IV) порядков к более низким (II). Для этого использовались методы: *структурный*, раскрывающий морфологические свойства тектонических образований разных типов и порядков, и *сравнительно-тектонический*, заключающийся в типизации тектонических структур и сравнении между собой прежде всего сопоставимых по тем или иным признакам тектонических образований с целью нахождения аналогов и гомологов [Пушаровский, 1972].

При выделении структурно-формационных зон (I порядок) и установлении тектонической природы различных участков района исследований использовался *структурно-формационный* метод. Сущность метода сводится к анализу геометрии пликативных элементов и вещественного состава слагающих их породных ассоциаций, объединению породных ассоциаций в формационные комплексы и на основе выделенных формационных комплексов (основания, а так же трех главных — геосинклинального, орогенного и плитного) проведению площадного и объемного структурного районирования тектонической области. Под площадным и объемным структурным районированием понимаются элементаризация геологического пространства и описание геологических тел (выделение структурных элементов). Для корректного выполнения этой задачи необходимо соблюдение принципов специализации, соразмерности, целесообразности и однородности описания [Косыгин, 1975].

Принцип специализации требует фиксировать набор свойств или признаков, по которым выделяются тела в геологическом пространстве. При недостаточности основных признаков (структурно-вещественных) используются подсобные (морфометрические, геофизические), каким-либо образом связанные с основными. Принцип соразмерности означает необходимость соблюдения иерархической последовательности в рангах выделяемых структурных элементов. Принцип целесообразности заключается в выборе свойств, обеспечивающих оптимальное решение поставленных задач. Принцип однородности описания предусматривает необходимость использования одних и тех же свойств и признаков для выделения одних и тех же объектов. Для Камчатской тектонической области этот принцип не всегда может быть осуществим из-за широкого площадного развития покровов эффузивов, недостаточного эрозионного среза последних и неравномерной изученности площади. Поэтому в дополнение к перечисленным в настоящей работе используется принцип конвергентности геолого-геофизических данных при исследованиях одноранговых объектов.

Таким образом, структурное районирование представляет многоступенчатую операцию, состоящую из ряда последовательных процедур при выделении разноранговых объектов и последующего синтеза отношений между ними.

Результатом использования изложенных принципов и методических приемов при структурном районировании явилась схема структурных элементов Камчатской тектонической области (см. гл. VII, рис. 11).

ПРИНЯТАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Качество исследований в большой мере зависит не только от правильно избранной методологии, но и от определенности в использовании терминов и понятий. В настоящее время термины и объем понятий в тектонике неоднозначны. Во избежание различного их толкования необходимо оговорить, в каком смысле некоторые из них используются в настоящей работе.

Тектоническая область — участок земной поверхности, в котором "присутствуют не только складчатые или геосинклинальные элементы (зоны), а те и другие одновременно..." [Тектоника ..., 1966, с. 243].

Земная кора — "наружный слой Земли, ограниченный снизу поверхностью Мохоровичича" [Косыгин, 1969, с. 94].

Составными частями вертикального разреза земной коры сверху вниз являются "осадочно-вулканогенный", "гранитно-метаморфический" и "базальтовый" слои.

Осадочно-вулканогенный — самый верхний и молодой слой, сложенный осадочными и вулканогенными отложениями; по среднему составу он отвечает гранодиориту [Синицын, 1972]. Снизу он ограничивается поверхностью со скоростями распространения продольных сейсмических волн 5,0—6,6 км/с¹ [Утнасин и др., 1972; Потапьев и др., 1975]. Эту поверхность мы отождествляем с подошвой фундамента или с кровлей гранитно-метаморфического слоя.

*Гранитно-метаморфический слой*² состоит из разновозрастных гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев, представляющих собой продукты экзогенной переработки вулканической коры, претерпевшие региональный метаморфизм и гранитизацию. По валовому составу близок к граниту [Синицын, 1972].

Подошвой слоя служит граница Конрада со скоростями распространения продольных сейсмических волн 6,4—7,4 км/с [Аносов, 1977; Строение..., 1964; Утнасин и др., 1975].

Базальтовый слой снизу ограничивается границей Мохоровичича со скоростями распространения продольных сейсмических волн 7,7—8,5 км/с [Аносов, 1977; Строение ..., 1964], на дневной поверхности не обнажается и прямых свидетельств о его составе не имеется. В.М.Синицын предполагает, что "слой сложен базальтоидными дифференциатами верхней мантии, метаморфизованными в условиях зоны дегранитизации (гранулиты, эклогиты, чарнокиты), и внедренными в них интрузиями габбро" [1972, с. 19—20].

Сочетания в разрезе земной коры всех трех слоев при величине отношения мощностей гранитно-метаморфического и базальтового, равной единице и больше, позволяют определять тип коры как *континентальный*, менее единицы — как *субконтинентальный*. При наличии в разрезе коры только осадочно-вулканогенного и базальтового слоев тип коры определяется как *океанический*.

¹ Здесь и далее в тексте приводятся значения скоростей распространения продольных сейсмических волн, установленные работами по ГСЗ в Камчатской тектонической области.

² В нашем регионе гранитно-метаморфический слой обнажается на дневной поверхности, доступен для прямых наблюдений, исследований, поэтому представления о его составе и природе, по крайней мере для большей части слоя, не вызывают сомнений.

*Геосинклиналь*¹ — участок земной поверхности, в течение длительного времени характеризующийся высокой подвижностью, накоплением мощных толщ вулканогенно-осадочных пород, большой проницаемостью земной коры, выражающейся в широком развитии процессов метаморфизма и магматизма, приводящих к дифференциации подкоровых веществ и наращиванию земной коры (главным образом гранитного слоя) за счет наиболее легких подвижных продуктов дифференциации, а также за счет материала осадочной оболочки, который также является продуктом дифференциации мантии.

Регенерация тектоническая — возрождение геосинклинальных условий в ранее стабилизированных (кратонных) областях. Регенерация тектоническая может быть либо полной, т.е. распространяется на всю территорию, охваченную преимущественным орогенезом, либо частичной.

ГЛАВА III

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

По морфометрическим и генетическим характеристикам рельефа в рассматриваемой области выделяются два района: суша Камчатского полуострова с островами северной группы Большой Курильской гряды (Атласова, Анциферова, Парамушир, Шумшу) и прибрежные участки дна акваторий Охотского, Берингова морей и Тихого океана.

СУША КАМЧАТСКОГО ПОЛУОСТРОВА С ОСТРОВАМИ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

В пределах Камчатского полуострова и островов северной группы Большой Курильской гряды преобладают две категории рельефа; горный и равнинный (рис. 1 см. вкладку). В горных районах выделяются денудационно-тектонический, денудационно-вулканический и вулканический типы рельефа; в равнинных районах — денудационные равнины, аккумулятивные континентальные равнины и аккумулятивные морские и лагунно-морские равнины [Геология СССР, 1964].

Денудационно-тектонический рельеф развит в основном в приподнятых блоках (Срединный и Восточный Камчатские хребты). Его формирование связано с отставанием скорости процессов денудации от скорости тектонических поднятий различных участков. Начало формирования денудационно-тектонического рельефа датируется второй половиной третичного периода. Различные по скорости тектонические движения обусловили формирование высокогорного, среднегорного и низкогорного подтипов рельефа.

Высокогорный рельеф развит в центральных частях горных сооружений и характеризуется абсолютными высотами от 1200 до 2000 м, глубиной вреза речных долин 900—1200 м и резкими формами вершин и склонов (хребты Козыревский, Ганальский, Валагинский, Кумроч).

Среднегорный рельеф обрамляет высокогорье и занимает наибольшие площади (Малкинский, Козыревский, Ганальский, Валагинский

¹ Кроме того, "геосинклиналь" может использоваться как термин свободного пользования для характеристики палеотектонических условий в отдельных отрицательных структурах, распространяющихся в пределах геосинклинальных систем или тектонических областей.

Тумрок, Кумрок хребты, о-в Парамушир). Абсолютные высоты составляют 1000–1200 м, врезы долин – 600–800 м. Для среднегорья наиболее типичны узкие сглаженные водоразделы, куполообразные и пирамидальные вершины.

Низкогорный рельеф присущ небольшим горным массивам, хребтам и возвышенностям (Пенсантайн, Медвежий, Кроноцкий, Озерной, о-в Шумшу). Абсолютные высоты колеблются от 400 до 800 м, относительные превышения варьируют в пределах 100–400 м.

Денудационно-вулканический рельеф сформировался в неоген-четвертичное время в результате активного эффузивного магматизма и процессов разрушения, обусловленных экзогенными и эндогенными факторами. Его отличительной чертой является многообразие форм в виде платообразных поверхностей (п-ов Кроноцкий, вулкан Ключевской), линейных и кольцевых хребтов (Алней, Тумрок, Гольгинские горы), кальдер (Узон, Ксудач). Абсолютные высоты перечисленных форм рельефа колеблются от первых сотен до 2000 м и более.

Вулканический рельеф по возрасту отвечает современному послеледниковому периоду, а некоторые из образований сформировались в историческое время. От предыдущего типа отличается первозданной сохранностью форм, фактически не затронутых денудационными процессами. Наиболее характерными формами являются вулканические конусы (Ичинский, Анаун, Ключевской, Кроноцкий, Толбачинский дол, Шелуч, Алайд, Фусса и др.).

Денудационные процессы характерны для северной части Западно-Камчатской равнины, относительно стабильной в тектоническом отношении в четвертичный период. Эта область обрела стабильность еще в третичное время, с которого начались и продолжают до настоящего времени процессы денудационного выравнивания. Восходящие движения отдельных блоков привели к образованию низкогорного рельефа (хребты Медвежий, Пенсантайн, мысы Омгон, Утхолок). Этим участкам свойственны сглаженные, холмисто-увалистые формы с абсолютными отметками до 400 м и относительными превышениями не более 100 м.

Аккумулятивные континентальные равнины приурочены к участкам распространения флювиогляциальных, моренных и аллювиальных отложений. Они развиты в южной части Западно-Камчатской равнины и Центрально-Камчатской депрессии. Рельеф этих областей разнообразен по формам, но в целом характеризуется скульптурным строением эрозионной сети, отражающей направленность тектонических движений и процессов аккумуляции в различные промежутки четвертичного времени. Абсолютные отметки колеблются в пределах 200–250 м. Врезы главных долин составляют 5–10 м, у берега моря – 50–100 м.

Аккумулятивные морские и лагунно-морские равнины преобладают на восточном побережье между бухтами Ольга – Укинская и обусловлены тектоническими поднятиями второй половины четвертичного периода. Морфологически равнины приурочены к морским террасам высотой от 1–2 до 200 м.

По мнению ряда исследователей [Канаев, 1959; Корсаков и др., 1968; Удинцев, 1955, 1961, 1972; Удинцев и др., 1959; Чемяков, 1957] и сейсмическим данным (см. рис. 12), устанавливается связь типов рельефа и структурных элементов прибрежной суши с таковыми на дне окружающих суши акваторий Охотского, Берингова морей и Тихого океана, т.е. структурные элементы тектонической области продолжатся в пределы шельфа полуострова и островов.

ПРИБРЕЖНЫЕ УЧАСТКИ ДНА ОХОТСКОГО, БЕРИНГОВА МОРЕЙ И ТИХОГО ОКЕАНА

При районировании дна морей и океана, омывающих полуостровов и острова, за основной принимался морфометрический признак. По этому признаку в пределах дна акватории выделяются следующие составные элементы: шельф¹, континентальный склон, Курило-Камчатский глубоководный желоб, Командорская глубоководная котловина (см. рис. 1).

Шельф можно разделить на две части: Западно-Камчатский и Восточно-Камчатский.

Западно-Камчатский шельф прослеживается вдоль западного побережья Камчатского полуострова на расстояние до 1200 км с севера на юг. Ширина его в среднем изменяется от 167 до 100 км и лишь у мыса Сивучий сужается до 7 км. Западной границей шельфа является естественный перегиб в поверхности дна, ограниченный почти повсеместно 150-метровой изобатой, и только на юге бровка шельфа поднимается до 100-метровой изобаты.

Осредненный наклон поверхности шельфа составляет около 5', севернее устья р. Моршечной наклон уменьшается до 45–15''. Максимальный угол наклона поверхности шельфа отмечается в заливе Камбальном и составляет 20'.

Восточно-Камчатский шельф начинается от южной оконечности о-ва Парамушир и продолжается на север до п-ова Говена на расстоянии 1400 км. Со стороны Тихого океана и Берингова моря бровка шельфа также определяется перегибом поверхности дна. Перегиб поверхности (бровка шельфа) здесь фиксируется на глубинах от 500 до 50 м.

Бровка шельфа от бухты Асача (на юге) до Укинской губы (на севере) приближена к береговой линии, почти повторяет ее очертания и имеет сложную конфигурацию. Ширина шельфа от о-ва Парамушир до бухты Асача (на юге) и в Карагинском заливе колеблется от 100 до 175 км, резко уменьшаясь в районе восточных полуостровов до 30 и даже 2 км. Углы наклона поверхности шельфа изменяются от 6 до 54' [Канаев, Ларина, 1959; Канаев, 1959; Ильин, 1961; Бойченко, 1961]. Поверхность шельфа у восточной части полуострова не повсеместно наклонена в сторону моря. В проливе Литке между о-вом Карагинским и восточным берегом полуострова в пределах шельфа развивается современный прогиб (прогиб Литке) с размерами 60 x 15 км, в котором восточный и западный борты наклонены навстречу друг другу и углы наклона варьируют от 2 до 8', увеличиваясь у берегов до 15–16' [Бойченко, 1961]. Континентальный склон у западного и восточного побережий различен по рельефу.

Западно-Камчатский континентальный склон на севере начинается в горловине залива Шелихова и простирается в южном направлении примерно на 1000 км (до о-ва Парамушир). Западная граница его почти параллельна западной границе полуострова. Уступ континентального склона имеет относительно плавные очертания, регистрируется изобатами от 300 до 900 м, соответственно чему и высота уступа скло-

¹ Под шельфом понимается широкая подводная терраса, окаймляющая сушу и ограниченная со стороны моря четко выраженной бровкой. Ее положение определяется скоростью изменения глубины в направлении наибольшего ската по формуле $V = dH/dl$, где dH — приращение глубины на расстояние dl [Ермолаев, 1970].

на от места к месту изменяется в пределах 150–650 м. Наклон поверхности склона во впадине Шелихова около 1° , во впадине ТИПРО увеличивается до $1^\circ 30'$, у мыса Сивучьего и островов Атласова, Анциферова, Парамушир достигает $2\text{--}4^\circ$.

Западно-Камчатский континентальный склон одновременно является и восточным бортом Прикамчатского прогиба, выделенного ранее А.Г.Родниковым и В.Е.Хаиным [1971]. Этими авторами в область прогиба включалась полоса понижений в рельефе дна Охотского моря от впадины залива Шелихова до северного окончания Южно-Охотской впадины. Прикамчатский прогиб ориентирован в северо-восточном направлении и состоит из трех различных по размерам и морфоскульптуре взаимосвязанных элементов: впадины залива Шелихова, банки Средней и впадины ТИПРО.

Впадина залива Шелихова оконтуривается по бровке изобатой 150 м и имеет форму, близкую к эллипсоидальной. Склоны впадины почти симметричны, крутизна их наклона в различных местах изменяется от $15\text{--}30''$ до 2° [Удинцев, 19576]. Западный склон более крутой, природа его связывается с разрывным нарушением, обусловленным недавними блоковыми подвижками [Геологическое строение ..., 1966].

Южным элементом Прикамчатского прогиба является впадина ТИПРО с размерами 425×210 км. Западный и восточный склоны во впадине асимметричны, наклон западного склона $20\text{--}40'$, восточного — $1\text{--}2^\circ$. Дно впадины представляет сравнительно выровненную поверхность, расчлененную системой гряд северо-восточного простираения с превышениями одной над другой в десятки метров [Удинцев, 1957а,б]. Сейсмические профили МОВ 4, 22, 25, 25а, 31, 32 (см. рис. 12) дают основание сделать допущение, что уступ Западно-Камчатского континентального склона, являющийся одновременно уступом восточного борта впадины ТИПРО, имеет тектоническую природу и образован нисходящими движениями по серии субпараллельных разрывных нарушений северо-восточного простираения.

Восточно-Камчатский континентальный склон простирается на 1400 км от южного окончания о-ва Парамушир до п-ова Говена. Склон представляет собой крутонаклоненную поверхность, прослеживающуюся от бровки шельфа до глубин 3000–4000 м и осложненную подводными каньонами, долинами, хребтами и поднятиями. По крутизне наклона поверхности в пределах континентального склона можно выделить верхнюю (наклон $6\text{--}30^\circ$ [Канаев, 1959]) и нижнюю (наклон $2\text{--}6^\circ$ [Канаев, Ларина, 1959]) части. Наиболее сложное строение эта поверхность имеет в интервале от южной оконечности о-ва Парамушир до северного окончания Камчатского мыса. Здесь поверхность континентального склона осложнена северо-восточным окончанием хребтов Витязя и Шатского, Кроноцкого и Камчатского мысов, впадинами Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов [Затонский и др., 1961; Канаев, 1959], субпараллельными и поперечными относительно простираения склона подводными долинами и каньонами [Бойченко, 1961; Ильин, 1961; Канаев, 1959; Затонский и др., 1961]. Ориентировка и происхождение подводных долин и каньонов объясняются их развитием вдоль разрывных нарушений [Затонский и др., 1961; Канаев, 1959].

Курило-Камчатский глубоководный желоб имеет V-образную форму и достигает глубин более 7000 м в юго-западной части района. Здесь наблюдается часть западного склона желоба, осредненная крутизна которого равна 7° [Удинцев, 1972].

Командорская глубоководная котловина находится в северо-восточной части района на глубинах 3000—3500 м. В пределах котловины выделяются подножие континентального склона и дно котловины. Подножие континентального склона окаймляет его уступ в виде широкого шлейфа волнистых, наклоненных (до 1°) к центру котловины равнин [Гершанович, Котенев, 1964]. Дно котловины представляет субгоризонтальную равнину неволновой аккумуляции [Канаев, 1959] с мощностью горизонтальнослоистых осадков более 2000 м.

Морскими сейсмическими работами методом отраженных волн (см. рис. 12) установлено, что осадочная толща в пределах шельфа имеет складчатое строение и структуры под дном моря являются продолжениями тектонических элементов суши, развитых в прибрежных районах (Тигильское поднятие, Ичинский синклинорий, Озерновско-Карагинский антиклинорий и др.). Единство генетической природы прибрежных равнин Западной Камчатки и шельфа, продолжение по простиранию тектонических структурных элементов суши в пределы дна акваторий дают основание включить Западно- и Восточно-Камчатский шельфы в состав тектонической области.

Естественными ограничениями шельфа являются континентальные склоны, разрывная природа уступов которых установлена многочисленными работами [Корсаков и др., 1968; Геологическая карта ..., 1964; Лившиц и др., 1972; Тектоника ..., 1966; Удинцев, 1972]. Разрывная природа уступов континентального склона понимается как серия субпараллельных разрывных нарушений, обрезающих пликативные элементы складчатой области. На западном шельфе это подтверждается отсутствием складчатых форм вдоль профилей 5 [Милашин, 1967], 15 [Лившиц и др., 1972], на восточном — горизонтальным залеганием осадков в Командорской глубоководной котловине и срезанием горст-антиклинорных структур восточных полуостровов глубоководным желобом (см. рис. 11). Таким образом, представляется достаточно определенным ограничение площади тектонической области вдоль уступов Западно- и Восточно-Камчатского континентального склона, представляющих участки активизации тектонических движений в акваториях на границах с сопряженными структурами Охотоморской и Тихоокеанской плит.

ГЛАВА IV

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В настоящее время самыми древними достоверно установленными образованиями на Камчатском полуострове являются нижнемеловые породы, хотя не вызывает сомнений предположение, что нижняя граница развитых на Камчатке комплексов пород, вероятно, может датироваться со среднего палеозоя. Об этом свидетельствуют находки переотложен-

Рис. 2. Стратиграфическая схема

Границы между стратиграфическими подразделениями: 1 — согласные, 2 — предполагаемые, 3 — несогласные, 4 — предполагаемые несогласные, 5 — ограничения известного разреза; 6 — перерыв в осадконакоплении

На врезке — районы Камчатской тектонической области: I — Западно-Камчатский, II — Центрально-Камчатский, III — Восточно-Камчатский (пояснение см. на рис. 11)

ных спор и пылицы карбонового возраста в палеогеновых отложениях у оз. Кроноцкого, а также обнаружение спор пермского возраста в метаморфических породах Срединного хребта [Сиверцева, 1975].

Специфической особенностью стратиграфического разреза на Камчатке является различный вещественный и формационный состав разновозрастных образований в западной и восточной частях полуострова. На этом основании Г.М.Власовым в пределах Камчатской тектонической области выделяются внутренняя западная миогеосинклинальная часть с преимущественным развитием осадочных пород и внешняя восточная эвгеосинклинальная часть, характеризующаяся большими массами магматических пород [Геология СССР, 1964], границей между которыми принята зона Центрально-Камчатского разлома.

В западной части полуострова развиты преимущественно терригенные осадочные и туфогенно-осадочные образования мезомиктового состава с максимальной мощностью более 10 000 м. У восточной границы (ось Срединного хребта) преобладают магматические образования (интрузивные и эффузивные), для которых характерно последовательное во времени раскисление продуктов вулканизма от базальтовых до липаритовых лав. Полоса развития эффузивно-интрузивных образований обособляется в самостоятельный Центрально-Камчатский район и рассматривается в качестве внутренней вулканической дуги [Геология СССР, 1964].

На Восточной Камчатке широко развиты вулканогенные образования, последовательно сменяющиеся вулканогенным флишем [Геология СССР, 1964] и молассой [Горбачев, и др., 1972; Гнибиденко и др., 1976]. Осадочные, вулканогенные и магматические образования Восточной Камчатки характеризуются меньшей фациальной выдержанностью, большим количеством местных несогласий и граувакковым составом [Авдейко, 1972; Богданов, 1969; Геология СССР, 1964; Горбачев и др., 1972].

Таким образом, на Камчатке выделяются три района с различными режимами развития: Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский (рис. 2, врезка).

Обширные проявления вулканизма, имевшие место с мелового до настоящего времени, обусловили резкую фациальную изменчивость и сложные формы сочетаний разновозрастных гетерогенных отложений в Камчатской тектонической области. Интенсивный метаморфизм собственно геосинклинальных образований в западной и восточной частях полуострова и широко развитая разрывная тектоника завуалировали пространственно-временные соотношения между вмещающими и метаморфическими образованиями. Процессы современного вулканизма, недостаточный эрозионный срез покровов вулканитов не позволяют проследить распространение разновозрастных гетерогенных пород на площади полуострова. Эти причины и неполная региональная изученность породили много противоречивых толкований о возрасте и стратиграфической последовательности комплексов пород в Камчатской тектонической области, поэтому представляется целесообразным приводить стратиграфическое описание по отдельным районам.

На современном этапе изученности Камчатского региона можно выделить следующие возрастные группы пород: палеозойско-мезозойскую, мезозойскую и кайнозойскую.

Палеозойско-мезозойская группа (PZ—MZ)

В палеозойско-мезозойскую группу включаются метаморфические образования, развитые в Центральном и Восточно-Камчатском районах (см. рис. 2).

В Центральном районе они обнажаются в ядре Тигильско-Малкинского антиклинория. В разрезе метаморфид по степени метаморфических изменений снизу вверх выделяются шесть комплексов: колпаковский, камчатский, андриановский, хейванский, химкинский и квахонский¹. Взаимоотношения между перечисленными комплексами предполагаются согласными. В Тигильско-Малкинском антиклинории метаморфические породы образуют поле субмеридионального простирания протяженностью более 200 км и шириной 30—40 км.

Колпаковский комплекс слагают наиболее метаморфизованные породы: биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые, гиперстеновые гнейсы, мигматиты и амфиболиты. По минеральному составу гнейсы относятся к кварц-плагиоклазовым разностям. Периодически встречаются гнейсы, содержащие до 30% калиевого полевого шпата. Они линзовидно залегают среди плагиогнейсов. Минеральные ассоциации пород комплекса соответствуют амфиболитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма [Геология СССР, 1964]. Гиперстеновые гнейсы, установленные в низах разреза, свидетельствуют о переходе к гранулитовой фации. Верхняя граница определяется положением подошвы толщи микрогнейсов Камчатского комплекса. Мощность превышает 3000 м.

Камчатский комплекс состоит из двух толщ: нижней — микрогнейсов и верхней — кристаллических сланцев. Породы комплекса метаморфизованы до амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций [Геология СССР, 1964]. Нижняя толща представлена биотитовыми, биотит-гранатовыми, реже амфиболовыми, иногда с силиманитом и кианитом, микрогнейсами. Мощность меняется от 400 до 2000 м. Верхняя толща состоит из биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-ставролитовых сланцев, реже микрогнейсов и амфиболитовых сланцев. Микрогнейсы и кристаллические сланцы метаморфизованы в амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Мощность достигает 1800—2000 м.

Андриановский комплекс сложен актинолитовыми, альбит-актинолитовыми, хлорит-актинолитовыми, изредка кварцитовидными сланцами, кварцитами и пластовыми телами метабазитов. Минеральные ассоциации пород отвечают амфиболитовой и альбит-эпидот-амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. Мощность 1200—1500 м [Геология СССР, 1964].

¹ Приведенная последовательность не отражает стратиграфического положения перечисленных комплексов в разрезе: положение метаморфических комплексов в стратиграфической схеме (см. рис. 4) условно и отражает существующие взгляды о пространственно-временных взаимоотношениях метаморфических образований с наиболее древними вулканогенно-осадочными породами, определения возраста которых не вызывают сомнений.

Хейванский комплекс представлен филлитами и филлитизированными алевролитами, метапесчаниками, кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварцитовидными сланцами, маломощными пачками рассланцованных эффузивов. Они метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Мощность комплекса 1500—2000 м.

Химкинский комплекс сложен кварц-плагиоклаз-хлоритовыми сланцами с альбитом, эпидотом, актинолитом и биотитом. По минеральным ассоциациям породы соответствуют зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Мощность достигает 1300 м.

Квахонский комплекс представлен основными эффузивами и туфами, метаморфизованными до эпидот-хлорит-эльбит-актинолитовых, кварц-альбит-хлоритовых, эпидот-хлоритовых сланцев и других зеленокаменных пород; минеральные ассоциации отвечают фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

Отложения комплекса, по данным П.А.Коваля, согласно перекрываются песчано-сланцевыми породами кихчикской серии. Возраст исходных образований квахонского комплекса по определениям спор и пыльцы считается раннемеловым. Максимальная мощность достигает 1400 м.

Суммарная мощность условно стратифицируемых метаморфических образований варьирует в пределах 5800—13 000 м. Максимальная мощность, вероятно, завышена, так как наблюдения пересечений стратиграфических границ вкрест простирания изоградами метаморфических фаций [Лебедев, Бондаренко, 1962] однозначно показывают устойчивость избранных критериев стратификации, противоречащих общепризнанным принципам.

На Восточной Камчатке метаморфические образования развиты в Ганальском, Восточно-Камчатском и Озерновско-Карагинском антиклинориях.

В Ганальском антиклинории метаморфические породы развиты в центральной части и представлены актинолит-хлорит-эпидот-биотитовыми сланцами с гранатом, амфиболитами, биотитовыми гнейсами и кварцитами; установлено локальное развитие двупироксеновых сланцев с реликтами гранулитовых структур. Метаморфизм соответствует эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фациям. Нижняя граница неизвестна, видимая мощность превышает 6000 м [Герман, 1973; Тарарин, 1977].

В Восточно-Камчатском антиклинории метаморфические породы известны в хребте Валагинском и на Хавывенской возвышенности. В бассейне руч. Скала и на горе Савульч (хребет Валагинский) обнаружены эпидот-актинолит-амфиболовые и эпидот-актинолит-амфибол-альбитовые сланцы, имеющие постепенные переходы с вмещающими их верхнемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями валангинской серии. Метаморфические сланцы занимают площадь около 100 км², их видимая мощность составляет 800—1200 м [Шербаков, 1938]. На Хавывенской возвышенности развиты хлорит-эпидот-амфибол-кварц-альбитовые, мусковит-биотит-гранат-амфибол-кварц-альбитовые, кварцитовидные сланцы и кварциты. Видимая мощность превышает 1200 м. Значения абсолютного возраста, установленные К-Аг методом, варьируют в пределах 122—74 млн. лет.

В Озерновско-Карагинском антиклинории метаморфические образования обнажаются на п-ове Озерном и о-ве Карагинском. На п-ове Озерном в виде разрозненных небольших полей в тектонических бло-

как развиты амфиболиты, кварц-гранат-альбит-амфиболовые гнейсы и кварциты. Видимые мощности в разных местах составляют первые десятки и сотни метров. На о-ве Карагинском метаморфические породы обнажаются также в небольших тектонических блоках и представлены хлоритовыми, кварц-хлоритовыми, альбит-актинолитовыми сланцами, амфиболитами. Видимая мощность 1000 м. Возраст метаморфизованных пород условно принимается за мезозойский [Долматов и др., 1969], время метаморфизма некоторыми исследователями определяется как миоценовое [Храмов и др., 1968].

Мезозойская группа (MZ)

В мезозойскую группу включаются образования нижнего и верхнего отделов меловой системы, которые широко развиты в сводовых частях антиклинорных структур на всей площади полуострова. Породные комплексы представлены терригенными и вулканогенными фациями, из которых первые преобладают в Западном, последние — в Центральном и Восточном районах.

Меловая система

Нижний отдел (K_1). Нижнемеловые отложения в Западном районе полуострова распространены на мысах Хайрюзова, Омгон, Паланском и в хребте Морошечном. Сводный разрез их представлен диабазами, порфиритами, туфобрекчиями, редкими прослоями кремнистых пород (вулканогенная толща, 500–700 м) и аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников тальничной свиты омгонской серии. Возраст вулканогенной толщи определяется как баррем-альбский; для отложений тальничной свиты установлен альб-сеноманский возраст [Верещагин, Воронков, 1974]. Следовательно, граница между ниже- и верхнемеловыми отложениями находится внутри толщи тальничной свиты, т.е. в нижней части омгонской серии. Если нижнюю половину разреза тальничной свиты условно отнести к нижнемеловым отложениям, то мощность его составит 500 м. Суммарная видимая мощность нижнемеловых отложений ориентировочно равна 1200 м. Твердо установленных данных о возможном несогласии внутри толщи меловых отложений пока нет.

В связи с изложенным несколько пересматриваются взгляды на историю развития региона. Если раньше предполагалось, что Западная Камчатка в нижнемеловое время испытывала общее поднятие и разрыв [Белов и др., 1961; Геология СССР, 1964], то в настоящее время появилась точка зрения о существовании на ее территории моря с нормальной соленостью и гидрохимическим режимом, о чем свидетельствует облик обнаруженной фауны [Верещагин, Воронков, 1974]. В море происходило накопление толщи терригенных осадков, которое в отдельных зонах сопровождалось вулканизмом основного состава с образованием кремнисто-вулканогенных отложений [Смирнов, 1971]. Вещественный состав терригенных и вулканогенных образований указывает на формирование их в условиях начальных стадий геосинклинального развития области [Смирнов, 1971; Авдейко, 1972].

Верхний отдел (K_2). Образования верхнего отдела преимущественно распространены в окаймлении Среднего хребта и вдоль береговой линии Охотского моря. В западном окаймлении метаморфид Среднего хребта и у береговой линии они представлены терригенными

отложениями флишоидного строения, в северо-восточном окаймлении метаморфид и в выходах, удаленных от берега, — кремнисто-вулканогенными образованиями. В Восточно-Камчатском районе образования верхнего отдела сложены кремнисто-вулканогенными и туфогенными породами флишоидного строения. Они развиты в прерывистых участках сводов антиклинорных структур.

В связи с различным фаціальным составом, пространственной разобщенностью, не-повсеместно достаточной фаунистической характеристикой и отсутствием убедительной корреляции по литологическим признакам эти отложения группируются в серии с местными названиями: лесновскую, омгонскую, кихчикскую, ирунейскую, валагинскую, африканскую и усть-паланскую свиты.

Западно-Камчатский район

Здесь развиты отложения лесновской, омгонской, ирунейской, кихчикской серий и усть-паланской свиты.

Отложения лесновской серии развиты на севере полуострова в бассейнах рек Лесной, Паланы, Шаманки, Кинкиль, Белой и др. Они представлены ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, песчано-глинистыми сланцами. В верхних частях разреза наблюдались прослои кремнистых сланцев, яшмовидных пород и туфов, которые рассматриваются как переходные слои между лесновской и согласно залегающей выше ирунейской сериями. Алевролиты и аргиллиты местами филлитизированы. Верхнемеловой возраст отложений лесновской серии принимается условно по положению в разрезе. Видимая мощность 4500 м.

Омгонская серия состоит из тальничной и майначской свит, снизу вверх сложена аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, внутриформационными конгломератами, ритмично чередующимися с песчаниками, алевролитами, аргиллитами. По находкам иноцерамов возраст отложений определяется как альб-нижнесенонский. Мощность более 2000 м [Верещагин, Воронков, 1974].

Отложения, окаймляющие метаморфические комплексы пород с запада и юго-востока, объединяются в кихчикскую серию. В нижней части она представлена песчаниками, надстраиваемыми флишоидно чередующимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками и редкими горизонтами кремнистых сланцев. Мощность отложений 4000—5000 м, возрастает с запада на восток, возраст — турон-нижнесенонский.

В бассейнах рек Паланы, Анадырки, Панароваям развиты туфобрекчи, окремненные туфы, песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты усть-паланской свиты верхнесенонского возраста. Мощность — более 1200 м. По наличию конгломератов предполагается несогласное залегание усть-паланской свиты на отложениях ирунейской серии.

Отложения лесновской, омгонской и кихчикской серий являются одновозрастными аналогами, представленными разнофаціальными породными ассоциациями в различных районах Камчатской тектонической области. Общими признаками для отложений перечисленных серий являются: неразрывность разреза с нижнемеловыми отложениями, мезомиктовый состав, широкое площадное развитие терригенных образований и их преобладание над вулканогенными, формирование в миогеосинклинальных условиях в начальные стадии развития геосинклинали [Геология СССР, 1964; Смирнов, 1971; Авдейко, 1972].

Центрально-Камчатский район

Здесь развиты отложения лесновской, кихчикской и ирунейской серии¹.

Отложения ирунейской серии широко развиты в пределах всего полуострова. Они представлены андезит-базальтовыми порфиритами, диабазами, спилитами, кератофирами, туфами андезит-базальтового состава, кремнистыми сланцами, яшмами и яшмовидными породами. Многочисленные находки иноцерамов свидетельствуют о сантон-кампанском возрасте отложений. Для толщи ирунейской серии характерны повсеместное преобладание вулканитов над туфогенно-осадочными породами и наличие внутриформационных несогласий. Согласные взаимоотношения с нижележащей лесновской серией наблюдались в районе р. Лесной, с кихчикской серией — в районе г. Петропавловск-Камчатский и на севере Ганальского хребта. Полный разрез серии от подошвы до кровли нигде не прослеживается, видимая мощность варьирует от 300—700 до 5200—5300 м.

Восточно-Камчатский район

Верхнемеловые отложения распространены на п-ове Ильпинском, о-ве Карагинском, в бассейнах рек Еловая, Рассошина, в Восточно-Камчатском и Ганальском хребтах, на восточных полуостровах: Озерном, Камчатском, Кроноцком и южнее Шипунского полуострова. Они представлены преимущественно вулканогенной и терригенной фациями грауваккового состава [Ермаков, Супруненко, 1975].

На Ильпинском полуострове развиты сланцевые аргиллиты, алевролиты, песчаники с прослоями туфов, туффитов, в верхах разреза — вулканиты андезито-базальтового состава с горизонтами кремнистых туфов и кремней. Они слагают толщу верхнемелового возраста флишевого строения мощностью более 3200 м [Несвит, 1968].

На о. Карагинском верхнемеловые отложения обнажаются в тектонических блоках вблизи интрузий ультраосновных пород и представлены кремнистыми сланцами, туфами среднего и основного состава, спилитами. В некоторых местах эти отложения метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Максимальная видимая мощность оценивается в 2300 м. Верхнемеловой возраст отложений определяется по находке С.А.Мельниковой раковин и призматического слоя иноцерамов [Долматов и др., 1969].

В бассейнах рек Еловая и Рассошина обнажается толща андезитов, базальтов, редко дацитов, их туфов, туффитов, песчаников и конгломератов. Видимая мощность условно определяется в 7000 м и более, возраст — как олигоцен-миоценовый [Геология СССР, 1964]. В материалах геологосъемочных работ 70-х годов приводятся данные определений возраста вулканитов К-Аг методом и редких фаунистических находок, свидетельствующих о верхнемеловом возрасте туфогенной толщи.

В хр. Кумроч развиты андезитовые и дацитовые порфириты, туфы, песчаники, кремнистые сланцы, туфопесчаники, туфогравелиты, кремни, которые выделяются в березовоярскую и ирунейскую серии верхнемелового возраста. Возраст устанавливается условно по корреляции

¹ Описание серий см. в разделе "Западно-Камчатский район".

с другими районами, подошва и кровля в обеих сериях не установлены. Суммарная видимая мощность превышает 2100 м [Геология СССР, 1964; Храмов, Салин, 1966]

Разрез хребта Валагинского начинается с вахвинской свиты. Свита сложена флишеидно переслаивающимися сланцами, песчаниками и алевролитами с редкими прослоями туфов основного состава. Видимая мощность 2500—3000 м. Надстраивает разрез валагинская серия. Снизу вверх валагинская серия сложена слоистыми туфами основного состава, песчаниками, туфобрекчиями, алевролитами, кремнистыми сланцами, меймечитами, пикритами, туфами ультраосновного состава. Контакт между отложениями вахвинской свиты и валагинской серии тектонический. Верхнемеловой возраст принимается условно.

На п-ове Озерном базальтовые, андезито-базальтовые порфириды, спилиты, туфы с кремнистым цементом, кремнистые сланцы и прослой известняков обнажаются в тектонических блоках вблизи интрузий ультраосновного состава. В них обнаружены слои с остатками призматических иноцерамов верхнемелового возраста. Мощность толщи колеблется от 1500 до 2000 м. Б.И.Сляднев и С.А.Мельникова сопоставляют этот комплекс с верхнемеловыми отложениями о-ва Карагинского.

На п-ове Камчатского мыса туфы, кремнистые сланцы, кремнисто-карбонатные породы, базальты, спилиты, туфогравелиты, песчаники и аргиллиты объединяются в африканскую серию. Из аргиллитов в верхах разреза Г.Н.Курносковой определены споры и пыльца верхнемелового возраста. Видимая мощность серии 3300—3800 м.

На Кроноцком полуострове в толще базальтов, туфов основного и среднего составов, туфобрекчий установлены сопры, пыльца и фораминиферы верхнемелового возраста. Видимая мощность более 700 м.

Южнее п-ова Шидунского и в бассейне р. Вахиль развиты песчаники, аргиллиты, алевролиты, туфы, кремнистые породы, известняки с видимой мощностью 2500—3000 м. По литологическому составу отложения толщи сопоставляются с верхами лесновской серии и поэтому возраст их считается условно мезозойским [Геология СССР, 1964].

Литологический состав кихчикской и ирунейской серий не имеет существенных отличий от развитых в Западно-Камчатском районе, поэтому здесь повторное описание не приводится.

Для разреза верхнемеловых отложений в Восточно-Камчатском районе установлены следующие особенности: граувакковый состав, глубоководные условия накопления, спилито-кератофировый вулканизм, большое количество кремнисто-гематитовых и кремнисто-известняковых пород, чрезвычайно частая фациальная изменчивость терригенных и вулканогенных образований в вертикальном и латеральном направлениях [Геология СССР, 1964; Авдейко, 1972]. Такие признаки характерны для начальных стадий развития эвгеосинклинальных зон в геосинклинальных областях [Хаин, 1964а,б; Муратов, 1954].

Кайнозойская группа (KZ)

В кайнозойскую группу включаются образования палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Они представлены морскими, вулканогенными и континентальными фациями. Пространственно морские и континентальные отложения развиты преимущественно в областях отрицательных структур, вулканогенные — в большинстве случаев приурочены к положительным структурам.

Палеогеновая система (P)

Западно-Камчатский район

Палеогеновые отложения широко распространены на Западной Камчатке и выделяются в тигильскую, ковачинскую серии и эффузивно-пирокластическую толщу.

В тигильскую серию объединяются отложения хулгунской, напанской и снатовской свит. Серия снизу вверх сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями и линзами углей и углистых аргиллитов. Переслаивание конгломератов и песчаников в основании разреза представляет базальный горизонт кайнозойского разреза с мощностью от 60 до 400 м. Этот горизонт с угловым и стратиграфическим несогласием лежит на меловых отложениях. В последние годы появились данные о согласных взаимоотношениях меловых и палеогеновых отложений в отдельных районах Западной Камчатки. Конгломераты и песчаники состоят из обломков верхнемеловых и метаморфических пород. Вышележащие песчаники, алевролиты и аргиллиты характеризуются преимущественно флишоидным строением и непрерывностью разреза. Суммарная мощность пород серии не выдержана повсеместно и колеблется от 800 до 4000 м.

В ковачинской серии развиты преимущественно аргиллиты с мергелистыми конкрециями, углистым материалом и растительным детритом. Возраст определяется как средне-верхнеолигоценый, мощность варьирует от 200 до 1500 м.

Эффузивно-пирокластическая толща состоит из образований свиты Кинкильского мыса и ликланской свиты, которые представлены андезитами, их туфами, туфо- и лавобрекчиями, базальтами, андезито-базальтами, редко дацитами. Возраст толщи олигоценый, мощностью 2700—3200 м.

Центрально-Камчатский район

Палеогеновые отложения представлены частью анавгайской серии (крапивнинская свита) и эффузивной толщей.

Анавгайская серия несогласно залегает на меловых отложениях и сложена конгломератами, туфами, туффитами, андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, игнимбритами, туфобрекчиями, пепловыми туфами олигоцен-миоценового возраста мощностью от 3000 до 3800 м.

На юге и юго-западе Срединного хребта развита эффузивная толща, которая состоит из андезитов, базальтов, андезито-базальтов, андезито-дацитов, туфобрекчий, туфов, туфоконгломератов. На отложениях кихчикской серии эффузивы залегают несогласно. Возраст эффузивной толщи условно определяется как палеогеновый; мощность не установлена.

Восточно-Камчатский район

Палеогеновые отложения широко распространены на Восточной Камчатке и в различных ее районах выделяются в серии с местными названиями: анавгайская (юго-восточная часть Камчатки), богачевская (центральная часть Восточной Камчатки), столбовская (п-ов Камчатского мыса), тигильская (Оссорский район). Каждая из серий харак-

Отложения этой системы в различных районах объединяются в богачевскую, тюшевскую, кавранскую и эрмановскую серии. В их составе широко распространены осадочные и вулканогенные породы. Осадочные образования представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами, туффитами, гравелитами и конгломератами. Среди вулканогенных пород преобладают андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, пемзы, туфобрекчии различного состава. Максимальная мощность неогеновых отложений превышает 7000 м.

На палеогеновых отложениях неогеновые образования залегают преимущественно несогласно. Внутри комплексов неогеновых пород отмечается большое количество местных несогласий, что свидетельствует о неустойчивых палеогеографических условиях осадконакопления во времени [Белова и др., 1961; Геология СССР, 1964; Горячев, 1966].

Четвертичная система

Образования системы состоят из разнообразных по составу вулканитов и рыхлых отложений разного генезиса.

Четвертичный вулканизм распространен в областях палеоген-неогенового вулканизма, является унаследованным и локализуется на Центральной и Восточной Камчатке. Продукты вулканизма представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, редко дацитами в переслаивании с туфами основного и среднего состава. Максимальные мощности вулканитов превышают 1000 м в Срединном хребте [Огородов и др., 1972] и 1500 м на Восточной Камчатке [Святловский, 1967].

Под рыхлыми отложениями разного генезиса понимаются аллювиальные, морские, ледниковые, водно-ледниковые, озерные и болотные образования. Они представлены галечниками, песками, супесями, суглинками, илами, глинами и торфяниками. Мощности их не превышают первых десятков метров; максимальные мощности имеют озерные и морские отложения, значения их достигают 200—300 м.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Эндогенные процессы в геосинклинальный период развития Камчатской тектонической области выразилась интрузивным и эффузивным магматизмом и метаморфической переработкой собственно геосинклинальных образований. Явления магматизма и метаморфизма в Центральной и Восточно-Камчатском районах последовательно сменялись в пространстве и времени. Наиболее отчетливо эта закономерность проявилась в формировании офиолитовых комплексов и составе метаморфических пород. Так, если формирование офиолитовых комплексов в Центральном районе ограничивается верхним мелом, то в Восточном районе оно продолжалось в палеогене и частично в миоцене [Геология СССР, 1964; Авдейко, 1966; Храмов и др., 1968; Горбачев и др., 1972]. Для метаморфических комплексов характерно преобладание кислых разновидностей пород в Центральном районе, а основных — в Восточном районе.

Среди эндогенных образований представляется целесообразным выделение интрузивных, вулканических и метаморфических комплексов.

Интрузивные комплексы

Интрузивный магматизм в разные стадии развития геосинклинали характеризуется различными петрохимическими типами в Центрально- и Восточно-Камчатском районах.

Центрально-Камчатский район. Здесь в меловое время формировались интрузии основного и ультраосновного состава в виде секущих и пластовых тел. Интрузии представлены габбро-диабазами, диабазами, перидотитами, пироксенитами, серпентинитами и габбро (табл. 1). В Малкинском хребте они дислоцированы и совместно с вмещающими их образованиями подвергались прогрессивному региональному метаморфизму. Интрузии основного и ультраосновного состава формировались в доорогенную стадию геосинклинального развития [Геология СССР, 1964; Горячев, 1966].

В верхнемеловое — палеогеновое время формируются ультраметаморфические гранитоиды, габбро, нориты, кортландиты, диориты (см. табл. 1). Пространственно они приурочены к Срединной метаморфической зоне. Гранитоиды тяготеют к центральным частям гранито-гнейсовых куполов и связаны постепенными переходами с вмещающими их метаморфическими образованиями. Значительно реже они встречаются в виде пластовых тел и интрузивов (до 10—15 км в поперечнике), прорывающих дислоцированные образования палеозойско-мезозойского возраста. Возраст гранитоидов, определенный калий-аргоновым методом, варьирует в пределах от 152 до 23,5 млн. лет (по данным 86 анализов [Лебедев и др., 1970]); 70% значений располагается в интервале 40—90 млн. лет. Этот интервал соответствует верхнемеловому — палеогеновому времени — времени активных орогенических

Таблица 1

Возраст и состав магматических и метаморфических образований в Центрально-Камчатском районе

Эффузивные комплексы	Интрузивные комплексы		Метаморфические комплексы (кислого ряда)
Палеоген-четвертичный вулканический пояс: андезиты, базальты, дациты, липариты, игнимбриты, туфоловабрекчи, пирокластические образования	Неогеновые гипабиссальные и субвулканические гранодиориты, диориты, габбро-монзониты, диоритовые порфириты	Неогеновые щелочные базальтоиды: калиевые долериты, абсоракиты, микрошонкиниты	Срединная зона: мигматиты, гнейсы, кристаллические сланцы, микрогнейсы, филлиты, метапесчаники, аспидные сланцы; реже зеленые амфиболовые, эпидотовые и хлоритовые сланцы
Меловой офиолитовый (зеленокаменные вулканогенно-кремнистые образования): диабазы, порфириты, спилиты, альбитофиры, туфоловабрекчи, туфы	Верхнемеловые — палеогеновые ультраметаморфические гранитоиды (плагиограниты, гнейсо-граниты, гранито-гнейсы), габбро, нориты, кортландиты, диориты, вебстериты	Меловые диабазы, габбро-диабазы, периодотиты, пироксениты (метабазиты, метультрабазиты, ортоамфиболиты)	Исходные породы: геосинклинальные, преимущественно терригенные, образования мезозойского, в том числе верхнемелового возраста

Таблица 2

Возраст и состав магматических и метаморфических образований в Восточно-Камчатском районе

Эффузивные комплексы	Интрузивные комплексы	Метаморфические комплексы (основного ряда)
Неоген-четвертичный вулканический пояс: базальты, андезиты, дациты, игнимбриты, пирокластические образования, агглютинаты, туфолоавобрекчии	Неогеновые гранодиориты, диориты, габбро, монцониты	Амфиболовые, альбит-актинолитовые, эпидотовые, хлоритовые, кварц-биотит-актинолитовые сланцы и кварциты
Верхнемеловой — миоценовый офиолитовый: диабазы, порфириты, спилиты, пикриты, меймечиты, туфы, туфобрекчии	Верхнемеловые — палеогеновые дуниты, перидотиты, пироксениты (серпентиниты), верлиты, лерцолиты, габбро, гарцбургиты	Исходные породы: геосинклинальные, преимущественно вулканогенные образования мел-палеогенового возраста

движений [Геология СССР, 1964; Горячев, 1966] и интенсивного проявления метаморфизма в Срединной зоне, особенно процессов магматизации и гранитизации [Лебедев и др., 1970]. Таким образом, представляется возможным заключить, что верхнемеловой — палеогеновый магматизм развивался в орогенную стадию геосинклинали и по времени проявления соответствует синорогенному.

В неогеновое время магматизм проявился в виде гипабиссальных и субвулканических интрузий, представленных диоритами, диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, габбро, монцонитами (см. табл. 1). Они развиты в виде штоков, даек экструзивных куполов. Интрузивные и субвулканические тела в большинстве случаев приурочены к центральным участкам эродированных вулканических аппаратов и представляют корневые части вулканоплутонических комплексов. Очень часто они сопровождаются обширными полями гидротермально измененных пород.

Кроме перечисленных интрузий, в западной зоне широко развиты малые интрузии, которые слагают дайки, штоки, силлы, мелкие лакколлиты, куполы и представлены трахидолеритами, кринанитами, абсоракитами, лимбургитами, микрошонкинитами, селлагитами, сиенитами, трахиандезитами. Они объединяются И.А. Гузиевым [1967] в щелочную оливин-базальтовую формацию, которая характеризует время замыкания геосинклиналей [Косыгин, 1969] и соответствует посторогенному этапу в их развитии.

Восточно-Камчатский район. В верхнемеловое — палеогеновое время в виде пластовых и секущих тел формировались интрузии дунитов, перидотитов, пироксенитов, лерцолитов, габбро, гарцбургитов и диабазов (табл. 2). Контакты интрузий чаще всего тектонические, в эндоконтактных зонах дуниты и перидотиты очень часто афиболитизированы, аталькованы и серпентинизированы.

Неогеновые гипабиссальные и субвулканические интрузии формировались в орогенный этап развития геосинклинали [Геология СССР, 1964; Горячев, 1966], представлены гранодиоритами, диоритами, габ-

Таблица 3

Возраст, состав и распространение эффузивных формаций в вулканических поясах

Время проявления	Вулканические формации и их мощность, м	Вулканические пояса
Ранний плейстоцен	Базальтовая, 400—600	Западный, Восточный
Плиоцен—плейстоцен	Липарито-дацитовая (игнимбритовая), 120—300	Восточный
Поздний миоцен — плиоцен	Андезитовая, 1000—1500	Западный, Восточный
Средний миоцен	Липарито-дацитовая (игнимбритовая), до 1200 м	Западный
Олигоцен — ранний миоцен	Андезито-дацитовая, 1200—2900 м	Западный, Восточный

бро, монцонитами (табл. 3) и менее широко развиты, чем в Центральной зоне.

Для основных и ультраосновных пород как в западной, так и в восточной зонах устанавливается тесная связь с петрохимическим составом вмещающих их вулканогенных комплексов. В комплексах, удаленных от океана, отмечается максимальное содержание щелочей и минимальное кремния [Луцкина, 1968; Ротман, Марковский, 1968].

Вулканические комплексы

В кайнозойское время на Камчатском полуострове был широко развит синорогенный вулканизм, завершающий орогенный этап развития Камчатской геосинклинали системы. Среди комплексов вулканических пород по времени развития и завершения вулканизма на полуострове выделены Западный и Восточный вулканические пояса.

Западный вулканический пояс простирается вдоль Срединного хребта от Корякского нагорья до южной части полуострова на 1500 км при максимальной ширине до 120 км. Пояс сформировался в палеоген-четвертичное время. Вулканические образования в пределах пояса относятся к андезитовой, андезито-дацитовой, липаритовой и базальтовой формациям (см. табл. 3). В полях развития вулканитов встречается много субвулканических интрузий и зон вторичных кварцитов.

Восточный вулканический пояс сформировался преимущественно в неоген-четвертичное время. Он протягивается от п-ова Говена до юга Камчатского полуострова, образуя с Курильским вулканическим поясом единую Курило-Камчатскую вулканическую грядку.

Продукты вулканизма представлены основными и средними известково-щелочными породами, в подчиненном количестве развиты дациты. Отличительной особенностью Восточного пояса является присутствие четвертичных игнимбритов, пока не обнаруженных в западном поясе. Игнимбриты развиты в районах крупных кальдер среднеплейстоценового времени заложения (Гореловская; Карымская и др.). Вулканизм в Восточном поясе активно продолжает развиваться и в настоящее время. Ему присущи ареальный характер и базальтовый состав.

Метаморфические комплексы

На Камчатском полуострове по составу и структурному положению выделяются два типа метаморфических зон — внутренняя и внешняя [Лебедев, 1967, 1969; Лебедев, Тарарин, 1966].

Внутренняя зона располагается на юге Срединного хребта. Здесь развиты аспидные сланцы, филлиты, слюдястые песчаники, кристаллические биотитовые, гранатовые, андалузитовые, ставролитовые, кианитовые, силлиманитовые сланцы, мигматиты, плагиогнейсы и ассоциирующие с ними плагиограниты, граниты, пегматиты и аплиты ультраметаморфического происхождения. Метаморфические и интрузивные породы основного ряда: эпидот-хлоритовые, альбит-кварц-актинолитовые, гранат-амфиболовые сланцы, амфиболиты, метагаббро-диабазы, нориты, габбро и пироксениты в этой зоне развиты в резко подчиненном количестве (см. табл. 1).

Исходными породами для полиметаморфических образований внутренней зоны являлись доинверсионные палеозойские [Сиверцева, 1975] и мезозойские [Лебедев, Бондаренко, 1962] терригенные глинистые кварц-полевошпатовые, карбонатные; в ограниченном количестве — вулканогенные отложения и послонные инъекции ультраосновных образований.

Исходные отложения метаморфизованы в зеленосланцевой, амфиболитовой и локально развитой гранулитовой фациях. В центральной части зоны широко проявились процессы ультраметаморфизма. От краевых частей к центру зоны происходит увеличение степени метаморфизма по следующему ряду: аспидные сланцы — филлиты — кристаллические сланцы — мигматиты. При ультраметаморфизме формировались крупные и мелкие гранито-гнейсовые куполы "неперемещенного" и "перемещенного" типов (Хангарский и Пымтинский куполы достигают 10—15 км в поперечном сечении [Лебедев и др., 1970]). Последовательное изменение степени метаморфизма исходных геосинклинальных образований аспидной, кремнисто-вулканогенной и флишевой формаций, минеральный состав метаморфических пород свидетельствуют о развитии процессов регионального метаморфизма [Лебедев, Бондаренко, 1962; Лебедев, 1967; Горбачев и др., 1968; Фирсов, 1964] и расположении зоны в блоке с устойчивой континентальной корой, что соответствует внутреннему поясу, по А.Миширо, т.е. области высоких температур и низких давлений [Лебедев и др., 1970].

Термодинамические условия в зоне ультраметаморфизма, определяющиеся парагенезисом минералов, соответствуют давлению 5—7 кбар при температуре 600°C, для зоны кристаллических сланцев они отвечают давлению 4 кбара и температурам 450—500°, в зоне сланцев эти параметры уменьшаются до 3 кбар и 400—450°. На основании этих данных делается вывод, что последовательное снижение давления является следствием восходящих движений метаморфической зоны [Маракушев и др., 1971], осуществлявшихся в орогенную стадию развития геосинклинали. Изменения степени метаморфизма в перечисленном ряду метаморфических пород сопровождалось изменениями физико-химических характеристик новых образований, что наглядно иллюстрируется материалами, любезно предоставленными М.М.Лебедевым.

На правобережье р. Чимстина и междуречье Квинума и Правого Кихчика вблизи очагов гранитизации "перемещенного" и "неперемещенного" типов были отобраны образцы (82—103 и 74—79 соответствен-

Таблица 4

Химический состав пород (междуречье Квинума и Правого Кихчика)

Компоненты	Весовые количества, %					Количество (N) электроположительных ионов в стандартной ячейке				
	Bi-And-Sta сланец	Мусковити- зированный Bi-Sta сланец	Мигмати- зированный Bi-Sta сланец	Плагио- гнейс	Плагио- гранит					
	74-3*	76-1	76-2	76-4	79-13	74-3	76-1	76-2	76-4	79-13
SiO ₂	61,34	62,78	62,11	70,60	71,40	558 (186)*	567 (189)*	524 (175)*	603 (201)*	609 (203)*
TiO ₂	1,21	1,17	1,21	0,77	0,36	8	8	7	6	2
Al ₂ O ₃	19,46	18,65	18,47	14,78	15,25	209 (107)**	199 (100)**	186 (93)**	149 (75)**	154 (77)**
Fe ₂ O ₃	1,94	2,36	0,76	0,34	0,06	13	23	5	2	1
FeO	5,05	4,80	5,45	2,94	2,02	39	36	39	21	14
MnO	0,07	0,07	0,06	0,04	0,04	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
MgO	2,19	2,21	1,84	1,59	0,65	30	30	23	20	8
CaO	0,98	0,75	1,33	1,38	2,00	10	8	12	13	18
Na ₂ O	1,64	1,34	1,63	2,82	3,66	28	24	27	46	62
K ₂ O	3,24	3,04	4,95	2,94	4,00	37	35	53	32	43
SO ₃	0,14	0,10	0,11	0,12	0,01	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
P ₂ O ₅	0,21	0,32	0,24	0,05	0,08	1	2	1	1	1
H ₂ O	2,05	1,90	2,31	1,14	0,54	125	115	132	63	30
CO ₂	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	1	0,5	—	—	1
С у м м а	99,55	99,51	99,47	99,51	100,12					
d — уд. вес	2,70	2,42	2,01	2,62	2,59					

*Здесь и далее — номера образцов.

**Кратное количество ионов кремния и алюминия на диаграмме (см. рис. 3, а).

Таблица 5

Химический состав пород (правобережье р. Чимстиной)

Компоненты	Весовые количества, %				Количество (M) электроположительных ионов в стандартной ячейке			
	Аспидный сланец	Филлит	Роговик	Плагиогранит				
	82	98	103-2	103-1	82	98	103-2	103-1
SiO ₂	63,84	64,50	64,13	71,76	526 (175) *	556 (185)*	555 (185)*	595 (198)*
TiO ₂	0,95	0,89	1,03	0,25	6	6	7	2
Al ₂ O ₃	17,63	16,91	16,68	15,12	171 (86)*	169 (85)*	170 (85)*	147 (74)*
Fe ₂ O ₃	0,96	0,74	0,91	0,07	6	4	6	1
FeO	4,03	4,05	5,84	2,02	28	27	42	14
MnO	0,05	0,05	0,25	0,04	0,5	0,5	2	0,5
MgO	1,96	2,11	2,63	0,55	24	27	33	6
CaO	0,62	1,52	1,45	1,76	5	14	13	16
Na ₂ O	3,12	2,78	2,16	3,82	50	46	36	61
K ₂ O	3,14	3,04	2,81	3,90	33	33	31	41
SO ₃	0,08	0,09	0,18	0,01	0,5	0,5	1	0,5
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,12	0,10	1	1	1	1
H ₂ O	3,01	1,86	1,35	0,69	165	105	83	39
CO ₂	0,10	1,00	0,00	0,15	1	—	—	1
С у м м а	99,68	99,69	99,52	100,24				
d — уд. вес	2,84	2,67	2,61	2,61				

*Кратное количество ионов кремния и алюминия на диаграмме (см. рис. 3, б).

но), характеризующие метаморфическую зональность в метапелитах. Образцы были подвергнуты химическому анализу с последующим определением количества петрогенных компонентов (табл. 4,5). По представлениям А.А.Маракушева с соавторами [1971], в поясе преобладают метаморфические и магматические породы формационного ряда Б (гнейсово-сланцевосланцевого). Анализ данных пересчета показывает, что максимальная гранитизация сопровождается дегидратацией (вынос катиона OH), выносом магния, железа, алюминия и притоком кремния, натрия, калия (рис. 3,а,б). Обогащение кремнеземом и щелочами приводит к разуплотнению пород, что выражается уменьшением удельного веса конечных продуктов с 2,84 до 2,61 г/см³ в первой и с 2,70 до 2,01–2,62 г/см³ во второй группах образцов соответственно (см. табл. 4, 5).

На западном склоне Срединного хребта вкрест простирания метаморфических образований различных ступеней метаморфизма от аспидных сланцев до мигматитов было отобрано 64 образца для определения физических свойств пород. Результаты анализа показывают, что при метаморфизме исходных терригенных пород в амфиболитовой фации резко возрастает плотность пород от 2,63–2,71 до 2,68–2,89 г/см³. В зоне ультраметаморфизма плотность снижается до 2,58–2,67 (рис. 4,а). Такая закономерность полностью подтверждается и графиком распространения скоростей упругих колебаний, замеренных вкрест простирания слоистости или сланцеватости (см. рис. 4,б), где последовательное увеличение значений скоростей от 2000 м/с в зеленосланцевой фации до 3200 м/с в амфиболитовой фации сменяется уменьшением скоростей до 2900 м/с в зоне ультраметаморфизма.

Стратиграфические комплексы исходных метаморфических пород кихчикской и ирунейской серий имеют единый структурный план. По рекам Правый Дукук [Лебедев, Бондаренко, 1962], Средней и Правой Воровской, ключу Толь [Лебедев, 1967], на водоразделе рек Сунтуки и Правой Коль [Лебедев, 1969], по р. Немтик наблюдались постепенные переходы между отложениями кихчикской серии, хозгонской свиты и метаморфическими комплексами Срединного хребта. Для выяснения структурных взаимоотношений исходных и метаморфизованных пород в Срединном и Ганальском хребтах использовался зонографический метод картирования. Сравнение геологической карты с картой метаморфических фаций показало, что: 1) структурные планы меловых пород не совпадают с зонами метаморфизма в этих же породах, 2) изограды метаморфизма, как правило, секут стратиграфические границы между свитами, 3) степень метаморфизма осадочных и вулканогенных пород находится в прямой зависимости от прорывающих их верхнемеловых гранитоидов, и изограды метаморфизма большей частью в горизонтальном и вертикальном направлениях обозначают конфигурацию интрузивных тел [Лебедев, Бондаренко, 1962]. В этих работах отчетливо подчеркивается условность стратификации метаморфических комплексов по степени метаморфизма.

Время метаморфизма исходных пород по радиометрическим определениям К-Аг методом колеблется в пределах 192–150 и 130–90–30 млн. лет [Лебедев, Бондаренко, 1962; Фирсов, 1962; Лебедев и др., 1970]. Наиболее активно процессы метаморфизма проявились в интервале 130–30 млн. лет, в пору активных орогенических движений в Камчатской геосинклинали [Геология СССР, 1964; Горбачев и др., 1972; Горячев, 1966; Лебедев, 1969]. Первая группа значений абсо-

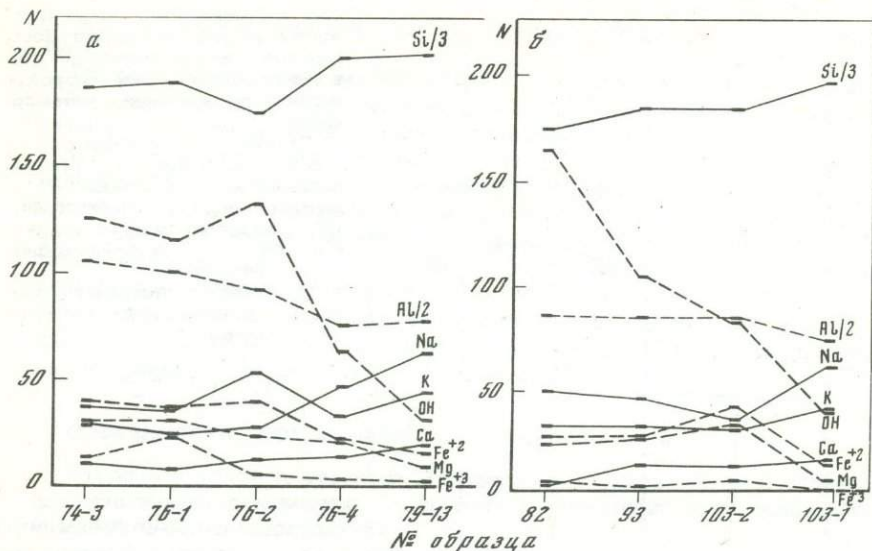


Рис. 3. Диаграммы изменения состава метаморфических пород
 а — междуречье Квинума и Правого Кихчика (см. табл. 4); б — правобережье р. Чимстиной (см. табл. 5). N — количество электроположительных ионов в стандартной ячейке

лютного возраста указывает на развитие метаморфизма и интрузивно-магматизма в триасе или юре. Это дает основание полагать, что метаморфизму подвергались собственно геосинклинальные образования палеозойского и, возможно, мезозойского возраста. Вторая группа значений свидетельствует о неоднократном проявлении процессов, нарушивших соотношение K и Ag в исходных породах, и вовлечении в переработку более молодых комплексов пород верхнемелового возраста.

Внешняя зона располагается на Восточной Камчатке в виде полосы северо-восточного простирания и состоит из ряда фрагментарных выходов в Ганальском, Валагинском хребтах, на Хавывенской возвышенности, п-ове Озерном и о-ве Карагинском. В выходах метаморфид этой зоны преобладают породы основного ряда в парагенезисах с амфиболом, пироксеном, плагиоклазом, хлоритом и глаукофаном. Наиболее широко распространены гранатовые амфиболиты, альбит-эпидот-актинолитовые, глаукофановые, кумингтонитовые, хлоритовые, стильпномелановые сланцы и зеленокаменные породы. В Ганальском хребте и Хавывенской возвышенности в резко подчиненном количестве встречаются породы кислого ряда: гнейсы, кварциты, филлиты, кристаллические сланцы [Лебедев, 1969].

Исходными породами для метаморфических комплексов внешней зоны послужили вулканогенно-осадочные образования аспидной, кремнисто-вулканогенной и флишевой формаций грауваккового состава от мелового до миоценового возраста [Храмов и др., 1968] эвгеосинклинальной части Камчатской геосинклинали [Лебедев, 1969]. Внешняя зона пространственно приближена к океану, по составу минеральных ассоциаций отвечает области низких температур и высоких давлений, является промежуточным образованием между континентом и оке-

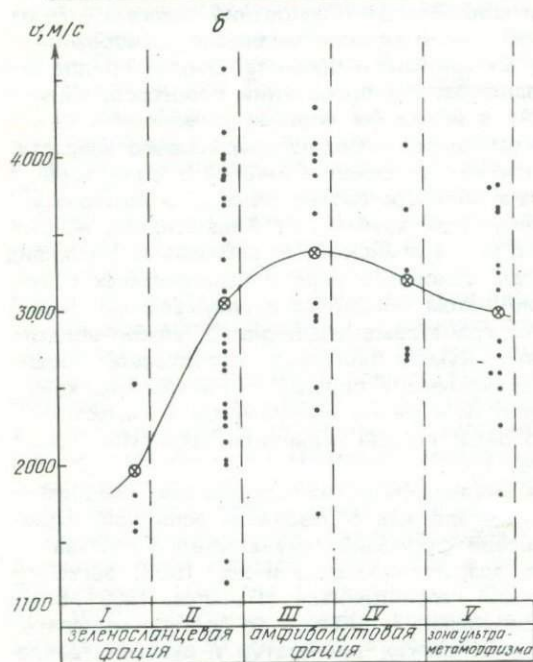
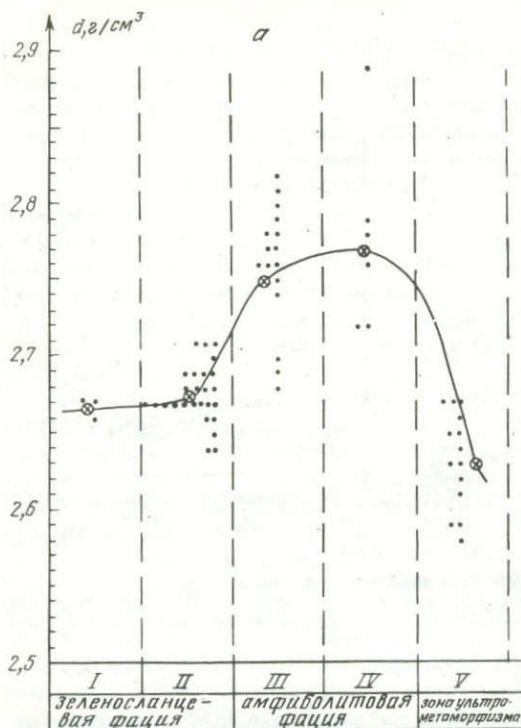


Рис. 4. Графики изменения плотностей (а) и скоростей распространения упругих колебаний (б) в метаморфических породах различных ступеней метаморфизма

Ступени метаморфизма: I — серицит-хлоритовая, II — ставролит-андалузит-хлоритовая, III — мусковит-ставролит-биотитовая, IV — ставролит-силлиманит-мусковитовая, V — силлиманит-биотит-альмандиновая

Значения плотности и скорости: 1 — единичные, 2 — среднеарифметические

□... 1 □⊙ 2

аном и в соответствии с представлениями А. Миаширо соответствует внешнему метаморфическому поясу [Лебедев, 1969].

Контакты между вмещающими вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами тектонические. Лишь в Валагинском [Щербаков, 1938], Ганальском [Лебедев, 1969] хребтах и на о-ве Карагинском (наблюдения автора) отмечались постепенные переходы от вулканогенно-осадочных образований к их метаморфическим разностям. Радиозотопные определения абсолютного возраста метаморфических образований находятся в пределах 122-74 млн. лет для пород Хавывенской возвышенности и п-ова Озерного.

Из Ганальского антиклинория есть единичное определение возраста плагиогранит-порфира в 487 млн. лет (личное сообщение Л. И. Красного), что противоречит всем предшествующим определениям. По геологическим материалам время проявления метамор-

фических процессов предполагается от мела до миоцена¹ [Храмов и др., 1968].

Рассмотрение состава метаморфических пород во внутренней и внешней зонах (исходных для метаморфических превращений) и времени развития процессов метаморфизма позволяет сделать вывод, что в результате изменения физических условий (T и P) в первично геосинклинальных породах аспидной, кремнисто-вулканогенной и флишевой формаций произошли необратимые химические превращения, генерировавшие новые ассоциации минеральных комплексов, объединяемые понятием "метаморфиды". Время формирования достаточно уверенно привязывается к орогенному этапу развития Камчатской геосинклинали. Приведенные материалы дают основание для выделения абстрактной формации "метаморфид", формирующейся в орогенный этап развития геосинклинали [Обузн, 1967; Мараханов, 1972].

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Различные условия развития Западного, Центрального и Восточного районов Камчатки получили отражение в характеристиках осадочных и магматических образований.

Осредненные значения состава песчаников в Западном районе дают содержание кварца 25–30%, полевых шпатов 25–30%, обломков пород 10–35%. Среди полевых шпатов преобладают кислые разновидности плагиоклазов, в подчиненном количестве — калиевые шпаты [Геология СССР, 1964]. На юго-западной Камчатке в миоценовых отложениях отмечается до 15% глауконита [Белова и др., 1961], что свидетельствует о формировании пород в параплатформенных условиях. Согласно приведенному составу песчаники Западной Камчатки относятся к группе аркоз, типу граувакковых аркоз [Шутов, 1967]. Из магматических образований здесь развиты, как правило, вдоль разломов интрузивы субвулканического облика, по составу близкие к щелочноземельным сиенитам, и частично трещинные излияния базальтовых лав. Распространение щелочных интрузивов и проявления трещинных излияний эффузивов характерны для краевых прогибов и участков платформенного развития [Геология СССР, 1964].

Для Центральной Камчатки характерно преобладание магматических пород над осадочными. Они представлены верхнемеловыми и третичными преимущественно известково-щелочными кислыми интрузивами. Дотретичные интрузивы по минеральным и химическим характеристикам отвечают лейкократовым разностям, состав третичных пород варьирует от габбро-диоритов до нормальных гранитов, а в большинстве своем породы относятся к нормальному ряду. Средний состав эффузивов — андезитовый, хотя в истории развития вулканизма района отмечается три периода (ранний миоцен, конец среднего миоцена и поздний плиоцен) излияний лав кислого состава, совпадающих с активизацией интрузивного магматизма.

¹ Вопрос о возрасте метаморфических образований внутренней и внешней зон Камчатки с начала века (К. Дитмар, 1901 г.) и до настоящего времени [Герман, 1975; Тарарин, 1977] является предметом оживленной дискуссии исследователей. Наиболее систематизировано он изложен в т. 31 "Геологии СССР" [1964, с. 55–58]. В тексте работы в большей мере отражается личное отношение авторов к этому вопросу.

Интрузивы Центрального района характеризуются меньшим содержанием СаО и MgO, чем разновозрастные образования Восточного района. Содержания щелочей как в интрузивных, так и эффузивных породах увеличивается в направлении с востока на запад, а уменьшение их количества во времени в верхнемеловых — третичных магматических породах, по мнению М.М.Василенского и В.К.Ротмана, "указывает на вероятный первичный, а не заимствованный (при ассимиляции пород) их характер" [Геология СССР, 1964, с. 302].

Пространственная взаимосвязь, близость минерального и химического составов геологических образований послужили одним из поводов для обособления западной части тектонической области (участок западнее Центрально-Камчатского разлома) в единую структурно-формационную зону [Авдейко, 1972; Горбачев и др., 1972; Гнибиденко и др., 1976]. В этой зоне целесообразно в границах, обозначенных Г.М.Власовым с соавторами [1963], выделить районы с миогеосинклинальным (Западно-Камчатский) и эвгеосинклинальным (Восточно-Камчатский) режимами развития.

В Восточно-Камчатском районе песчаники содержат 1—30% кварца, до 25% полевого шпата (представлен основным плагиоклазом), от первых процентов до 80% обломков пород [Белова и др., 1961; Геология СССР, 1964; Ермаков, Супруненко, 1975], что позволяет отнести их к группе граувакк, типам собственно граувакк и кварцево-полевошпатовых граувакк [Шутов, 1967].

Среди магматических пород широко распространены лавы базальтовых и интрузивы основного и ультраосновного состава. Для химического состава пород характерны низкие содержания кремнезема, щелочей и полевошпатовой извести, при значительных количествах магнезия и кальция. Эти характеристики согласуются с положением Восточной Камчатки у Тихого океана, вблизи выклинивания сиалической оболочки материка [Геология СССР, 1964], и служит одним из аргументов для выделения Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны [Тарасенко, 1971; Авдейко, 1972; Горбачев и др., 1972; Гнибиденко и др., 1976].

Различия в минеральном и химическом составах геологических образований в тектонической области позволяют присоединиться к выводам предшествовавших исследователей о выделении Западно- и Восточно-Камчатской структурно-формационных зон.

ГЛАВА V

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

На генерализованной схеме магнитного поля Камчатского полуострова и прилегающих акваторий (рис. 5) отчетливо вырисовывается линейность структурных элементов первого порядка в вулканогенно-осадочном слое. Их простираение соответствует северо-восточному направлению основных морфоструктур рельефа. На широте г. Петропавловск-Камчатский устанавливается резкий изгиб в ориентировке разнознаковых аномалий, уходящих в пределы Восточно-Камчатского шель-

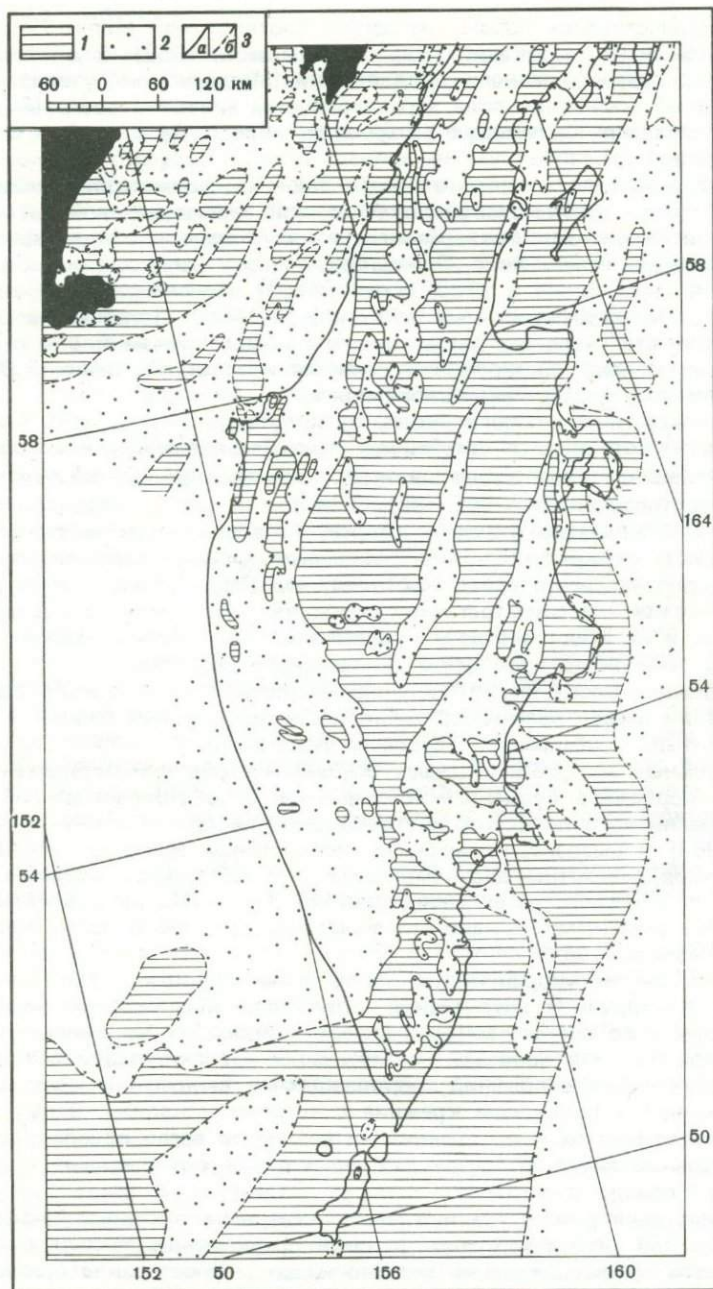


Рис. 5. Схема аномального магнитного поля Камчатского полуострова и прилегающих акваторий (составлена по материалам В.К. Иванова, И.В. Беляева)

Площади со значениями ΔT_a : 1 — положительными, 2 — отрицательными; 3 — границы разнознаковых полей: а — на суше, б — на акваториях

фа. Пространственное положение изгиба соответствует Малко-Петропавловской зоне дислокаций [Власов, Ярмолук, 1959]. В области изгиба и его северо-западного продолжения (Магаданско-Крутогоровский разлом) магнитное поле характеризуется мягкими овальными контурами, разделяя Камчатскую складчатую область на южный и северный блоки.

С северо-востока и востока южный блок ограничивается огибающей его устойчивой отрицательной полосовидной аномалией сложной конфигурации. В южном блоке развито разнознаковое, слабо дифференцированное магнитное поле. Отрицательное поле распространено в юго-восточной части блока и точно соответствует области развития гидротермально метаморфизованных эффузивных пород. Пограничная область положительного и отрицательного полей в южном блоке в пределах полуострова одновременно является и западной границей Восточно-Камчатского вулканического пояса.

В западной части южного блока, на полуострове и в акватории Охотского моря развито устойчивое отрицательное магнитное поле. Редкие положительные аномалии имеют эллипсоидно-вытянутые контуры, простирающиеся в субмеридиональном и северо-западном направлениях. Эти аномалии отвечают структурным элементам третьего и более высоких порядков. Субмеридиональные и северо-западные простираения вероятнее всего свидетельствуют, что структурные элементы, сложенные комплексами третичных пород, являются частично унаследованными, и их пространственное положение существенно зависит от ориентировки складчатых форм дотретичного возраста.

В северном блоке магнитное поле интенсивно дифференцировано и аномалии имеют преимущественно полосовидные очертания с северо-восточным простираем. Взаимно чередующиеся положительные и отрицательные аномалии отвечают основным структурным элементам второго порядка в вулканогенно-осадочном слое. Положительные аномалии магнитного поля соответствуют антиклинорным структурам [Ривов, 1963] и вызваны суммарным воздействием эвгеосинклинальных комплексов отложений верхнемелового и палеогенового возраста, обнажающихся в осевых зонах антиклинориев. Синклинии характеризуются отрицательными значениями аномалий магнитного поля [Ривов, 1964; Андиева, 1968].

Комплексы метаморфических пород в Малкинском и Ганальском хребтах фиксируются интенсивной отрицательной аномалией. Анализами химического состава метаморфических пород из Малкинского хребта установлено, что процессы мигматизации и гранитизации исходных геосинклинальных отложений сопровождаются выносом магния, железа, алюминия и привносом кремния с натрием и калием. Вынос феррических элементов и их соединений вероятнее всего обуславливает отрицательные значения магнитного поля в зонах развития метаморфических пород.

Относительно резкая граница между северным и южным блоками в Камчатской складчатой области, слабо дифференцированное магнитное поле и преимущественно северо-западное простираение локальных положительных аномалий в западной части южного блока свидетельствуют о большей степени консолидации земной коры в южном блоке и его меньшей тектонической переработанности по сравнению с северным блоком.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Гравитационное поле на Камчатском полуострове и прилегающих акваториях можно разделить на слабо и сильно дифференцированное (рис. 6).

По этому признаку в Камчатской складчатой области выделяют южный и северный блоки, граница между которыми соответствует ранее выделенной при анализе магнитного поля. В Восточно-Камчатской зоне участок границы между северным и южным блоками отмечается локальной положительной аномалией северо-западного простирания, которой соответствует флексуобразный перегиб поверхности Мохоровичича [Штейнберг, 1968].

В южном блоке градационные участки гравиметрического поля устойчивые и занимают широкие площади. По данным О.И.Супруненко и Г.П.Декина [1968а], региональная составляющая поля силы тяжести для южной Камчатки остается максимальной после пересчета на высоту 25 км, в то время как в северном блоке она стремится к минимальным значениям. Слабая дифференциация поля силы тяжести в южном блоке, высокие значения его региональной составляющей позволяют рассматривать эту область как наиболее жесткий и устойчивый к тектонической переработке участок земной коры в Камчатской тектонической области [Павлов, Юнов, 1970], где мощности земной коры соответствуют характеру новейших структур [Павлов, Портнягина, 1975].

О консолидации и относительной жесткости западного участка южного блока свидетельствует его повышенная устойчивость к неотектоническим движениям [Павлов, Семакин, 1972].

В западной части южного блока отмечаются единичные локальные аномалии силы тяжести. Аномалии ориентированы в субмеридиональном и северо-западном направлениях. Их простирания, так же как и простирания локальных аномалий магнитного поля, вероятнее всего, подтверждают унаследованность складчатых форм пород третичного возраста.

В северном блоке поле силы тяжести сильно дифференцировано и представляет систему полосовых, взаимно чередующихся аномалий.

Максимумы силы тяжести отмечают антиклинорные сооружения, в сводовых частях которых обнажаются кремнисто-вулканогенные образования верхнемелового возраста. Избыточная плотность в кремнисто-вулканогенных образованиях на восточной Камчатке достигает $0,25 \text{ г/см}^3$ [Ривош, 1963]. Минимумы силы тяжести в большинстве случаев определяют пространственное положение синклинорных структур.

Особое положение по величине значений силы тяжести в северном блоке занимает область восточных полуостровов. Высокие значения силы тяжести в этой области, по-видимому, отражают зоны больших градиентов изменения мощности земной коры и минимальные значения глубины залегания ее подошвы [Павлов, Семакин, 1972]. Зона градиентных изменений в мощности земной коры протягивается прерывистой полосой вдоль восточного побережья полуострова от Камчатского мыса до о-ва Парамушир и, вероятно, является пограничной областью перехода от земной коры континентального типа на западе полуострова к коре субокеанической на востоке.

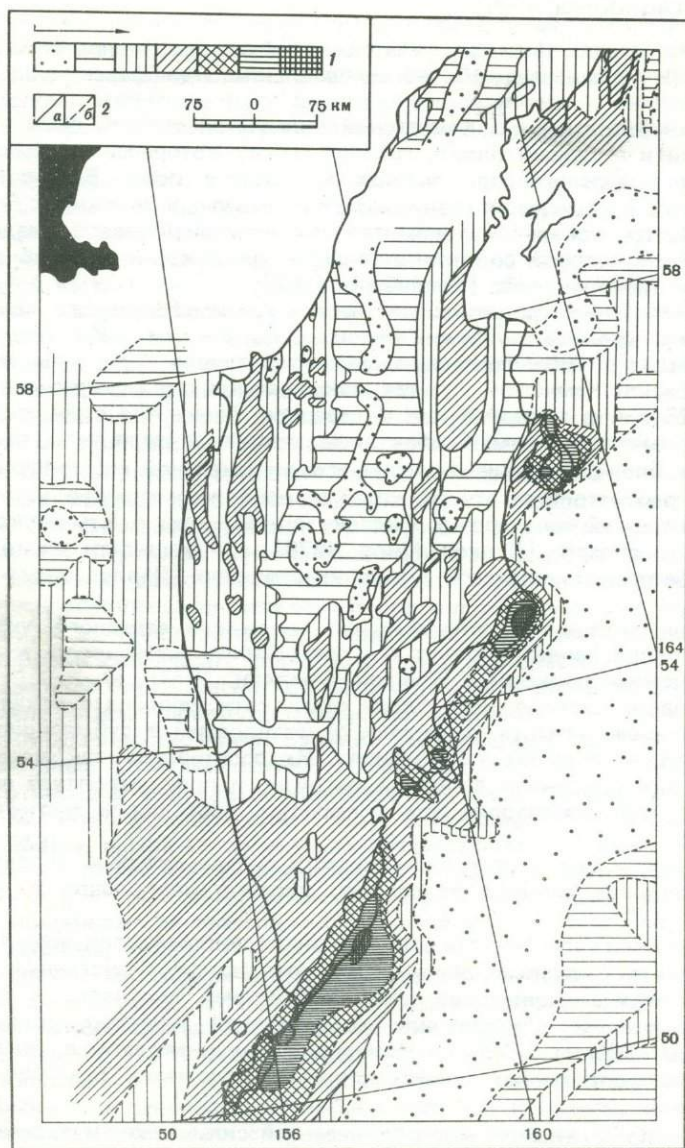


Рис. 6. Схема гравитационного поля Камчатского полуострова и прилегающих акваторий (составлена по материалам В.И. Воропаева, В.И. Бражаева, М.И. Горяева, Г.П. Декина, Б.В. Ковалева)

1 — направление возрастания относительной интенсивности гравитационного поля; 2 — границы зон относительной интенсивности гравитационного поля: а — на суше, б — на акваториях

Анализом гравитационного поля установлено, что земная кора полуострова развивается в сторону изостатической компенсации. В западной и центральной частях Камчатки процесс переработки коры и изостатического равновесия близок к завершению, в восточной же части земная кора находится в стадии активной переработки [Павлов, Семакин, 1972].

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые сейсмические исследования методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) были выполнены ИФЗ АН СССР в период Международного геофизического года в 1957–1958 гг. на акваториях Камчатской тектонической области (рис. 7, профили 9-М, 9-О, 7-О) [Строение..., 1964]. В 1967 г. данные вдоль океанического профиля 7-О дополнены наблюдениями по профилю 34 [Тулина и др., 1972]. В 1968–1972 гг. СахКНИИ в содружестве с ИВ ДВНЦ АН СССР провели аналогичные работы на суше полуострова и акватории Тихого океана (см. рис. 7, профили 1–5) [Утнасин и др., 1975; Утнасин, 1974; Потапов и др., 1974; 1975, 1976; Аносов, 1976; Аносов и др., 1977]. Этими работами установлено трехслойное строение земной коры¹ и соответствие ее континентальному типу в тектонической области. Все построения и характеристики вдоль профилей разных лет сопоставимы, за исключением значений граничных скоростей 10,6–9,4 км/с у поверхности Мохоровичича вдоль профиля 34 [Тулина и др., 1972] и выделения переходного от коры к мантии слоя мощностью до 10 км на профиле 7-ОС (см. рис. 14 [Аносов, 1976]). Эти расхождения в трактовке сейсмических данных не оказывают существенного влияния при интерпретации геометрии структурных элементов второго порядка, выявлении связей между ними и особенностями в строении земной коры и поэтому в настоящей работе не рассматриваются.

Представляются интересными рассмотрение выходов на дневную поверхность кровли гранитно-метаморфического слоя, изменения скоростных характеристик вдоль границы, сравнение этих данных с результатами аналитических определений физико-химических свойств образцов, отобранных южнее сейсмических профилей по линии, субпараллельной последним.

Профилями 4 (см. рис. 7) и 7-ОС (см. рис. 14) пересечены выходы метаморфических пород в Срединном и Ганальском хребтах соответственно. Кровля гранитно-метаморфического слоя (F) в обоих пересечениях выходит на дневную поверхность, причем в Срединном хребте с запада на восток скорости распространения преломленных волн изменяются с 6,2 до 5,8 и 6,2 км/с последовательно. Значения скоростей в 5,8 км/с на профиле пространственно приурочены к зоне распространения ультраметаморфических пород.

В геологическом разрезе Срединного хребта отобраны образцы (в направлении с запада на восток) в такой последовательности: алевролиты и песчаники — аспидные сланцы и кристаллические сланцы — мигматиты и гранито-гнейсы. Значения плотностей пород в этом ряду распределяются следующим образом: 2,63–2,71; 2,68–2,89 и 2,58–

¹ Значения скоростей распространения преломленных волн вдоль границ раздела между осадочно-вулканогенным, гранитно-метаморфическим, базальтовым слоями и поверхности Мохоровичича приводятся в гл. II.

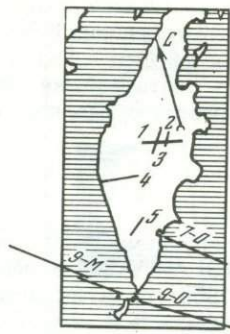


Рис. 7. Профили ГСЗ на Камчатском полуострове и окружающих его акваториях (по данным ИФЗ АН СССР [Строение..., 1964], С.В. Потапова и др. [1974, 1975])

1 — сейсмические границы: а — по уверенным данным, б — по неуверенным данным и участки интерполяции; 2 — области и направления возможных разрывных нарушений; 3 — периферический магматический очаг; 4 — скорости распространения волн, км/с: а — граничные, б — средние, в — эффективные; 5 — раздели в земной коре: а — подошва фундамента, б — Конрада, в — Мохоровичича; 6 — вулканы: 1 — Безымянный, 2 — Камень, 3 — Ключевской; 7 — участки взаимного пересечения профилей

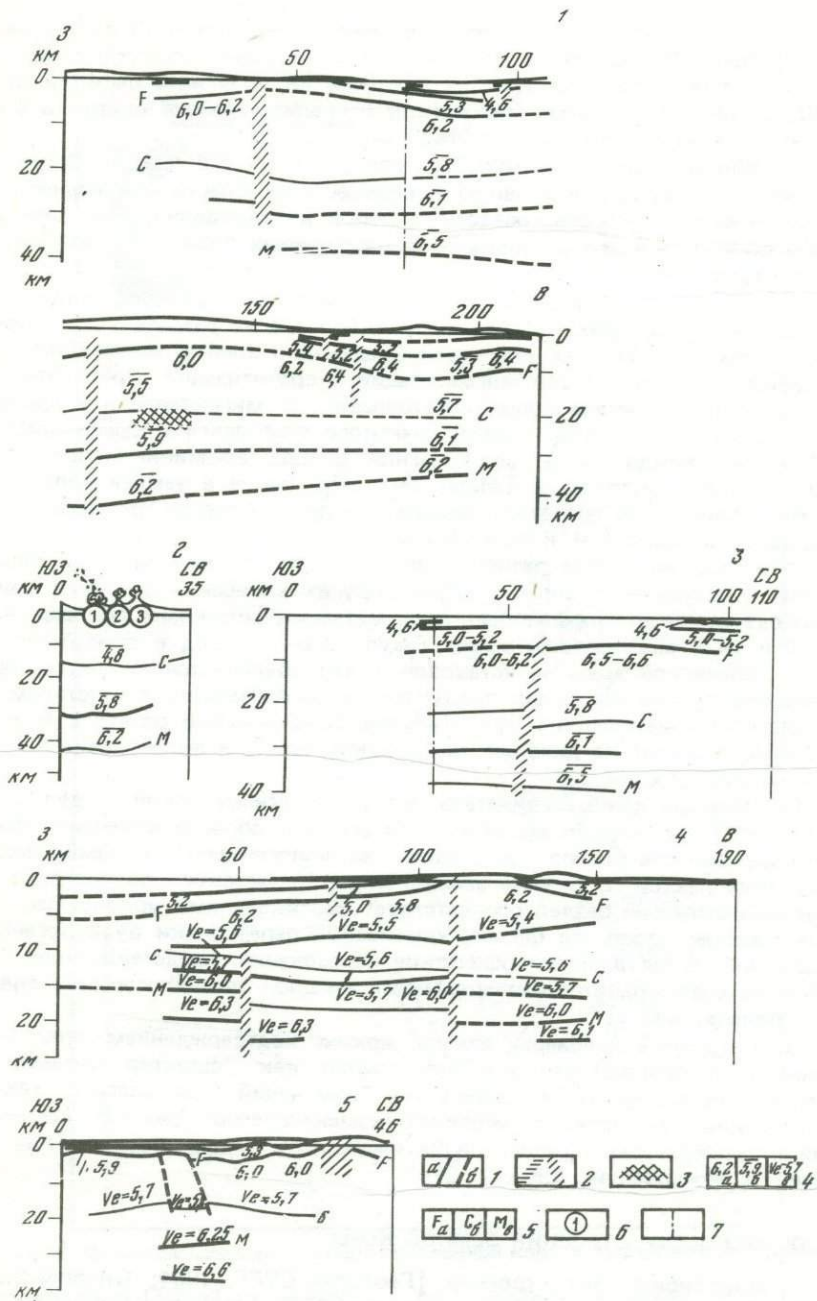
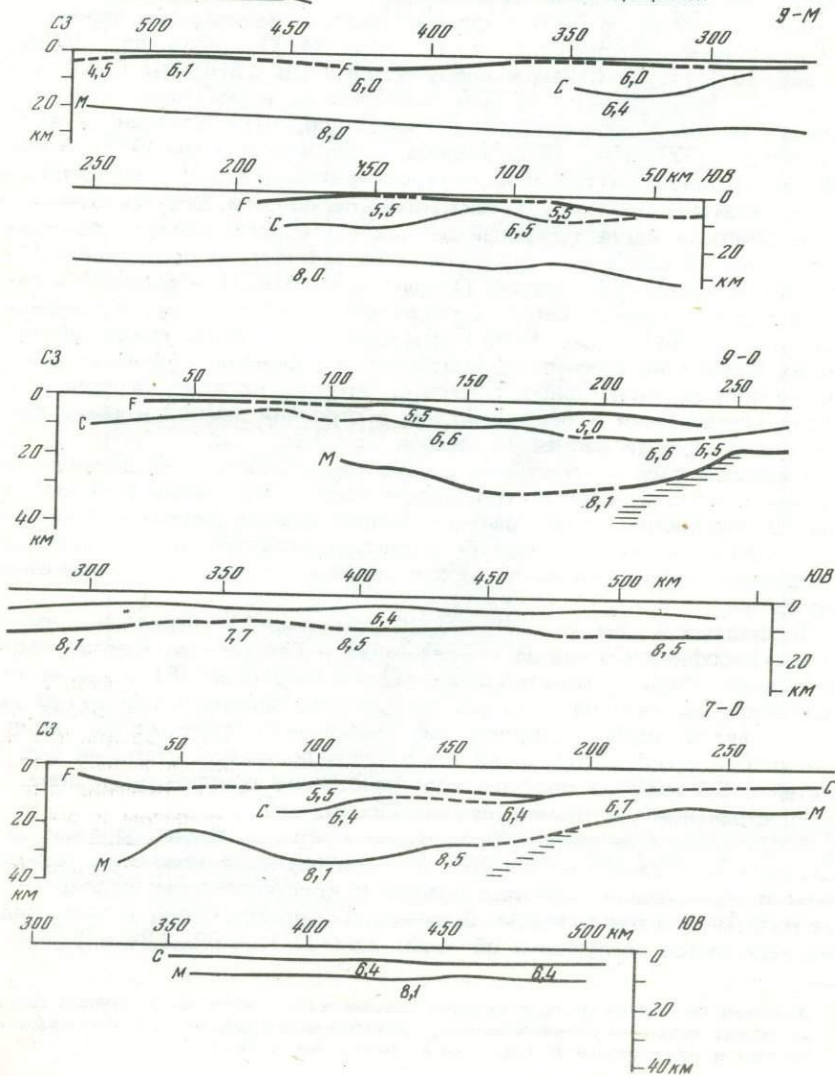


Рис. 7 (окончание)

2,67 г/см³. Соответственно с изменениями значений плотностей (в тех же образцах: алевролиты и песчаники, аспидные и кристаллические сланцы) изменяются скорости распространения упругих колебаний от 4300 до 5840 м/с. В зоне мигматитов и гранито-гнейсов скорости упругих колебаний снижаются до 4420 м/с.

По данным ГСЗ сейсмический раздел с $V = 5,8-6,2$ км/с в Срединном хребте выходит на дневную поверхность в области фациального перехода от вулканогенно-осадочных пород к кристаллическим сланцам, т.е. в зоне переработки вулканогенно-осадочных пород в метаморфические образования.

Снижение значений плотностей, скоростей распространения упругих колебаний (в образцах) и граничных скоростей на разрезе ГСЗ (профиль 4, см. рис. 7) в осевой части Срединного хребта объясняется развитием здесь процессов мигматизации и гранитизации. При анализе химического состава пород установлено, что мигматизация и гранитизация исходных пород метаморфического комплекса в Срединном хребте сопровождается выносом магния, железа, алюминия и привносом кремния с натрием и калием. Это выражается в замене более плотных минералов граната, ставролита и дистена менее плотными — кварцем, плагиоклазом и ортоклазом.

В Ганальском хребте разность среднеарифметических значений плотностей и скоростей распространения упругих колебаний меняется при переходе от неметаморфизованных к метаморфизованным породам на +0,12 и +420 м/с соответственно. Разуплотнение пород в осевой части метаморфической зоны не установлено, что объясняется, вероятно, основным составом исходных продуктов метаморфизма и отсутствием процессов магматизации и гранитизации. Сейсмический раздел с $V = 5,7$ км/с выходит на дневную поверхность также в поле развития кристаллических сланцев.

Приведенные данные свидетельствуют, что сейсмический раздел с $V = 5,7-6,2$ км/с пространственно приурочен к области изменения физических свойств на границе осадочно-вулканогенного и метаморфического комплексов. В разрезе земной коры Камчатского полуострова этот сейсмический раздел соответствует вертикальному уровню распространения процессов физико-химической переработки вулканогенно-осадочных пород в метаморфические образования, представляющие собой выходы гранитно-метаморфического слоя земной коры на дневную поверхность.

Рассмотренные примеры служат ярким подтверждением предположения о природе сейсмических границ как "фронтов метаморфизма", возникающих в результате "изменений как состава, так и состояния вещества в условиях изменяющегося режима давлений и температуры и перемещения вещества в недрах Земли" [Ризниченко, Косминская, 1963, с. 324].

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Предшествовавшие построения. [Геология СССР, 1964; Строение ..., 1964; Павлов, Юнов, 1970; Гнибиденко, 1972; Гнибиденко и др., 1976]. в сочетании с имеющимися данными по ГСЗ послужили основой для построения схемы мощностей земной коры по Камчатке и прилегающим акваториям (рис. 8).

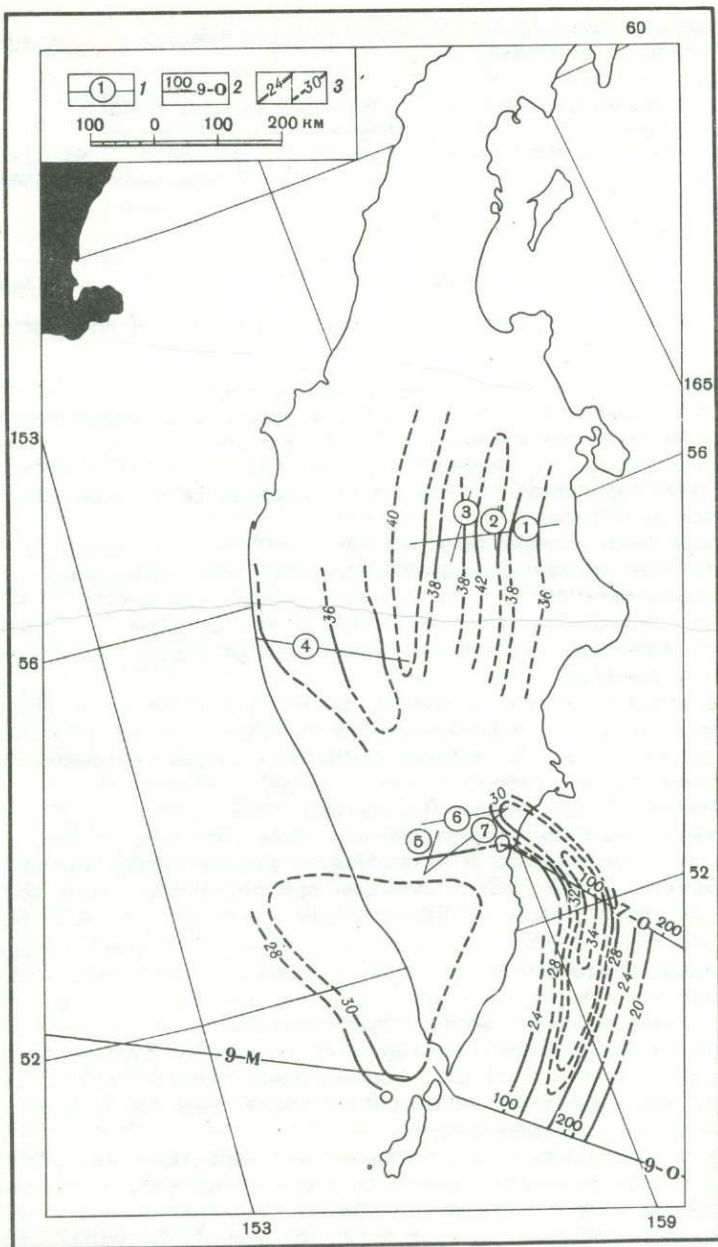


Рис. 8. Схема распределения мощностей земной коры в Камчатской тектонической области

Профили ГСЗ: 1 — на суше, 2 — на акваториях с отметками пикетажа, км;
 3 — изолинии равных мощностей, км; а — достоверные, б — предполагаемые

Таблица 6

Отношение мощностей гранито-метаморфического и базальтового слоев в Камчатской тектонической области

Кайнозойские тектонические зоны			Шельфы окраинных морей		Шельф Курильско-ской системы
Камчатская складчатая область			Охотский	Берингово-морский	
Западная	Центральная (Срединный хребет)	Восточная			
1,2	0,9—1,5	0,65	0,7—1,7	?	0,3—0,5

Из схемы следует, что максимальной мощности земная кора¹ достигает в центральной части полуострова, под Срединным и Восточно-Камчатским антиклинориями, — 40 и 42 км соответственно. К западу и востоку значения мощностей уменьшаются; на Западно-Камчатском шельфе они составляют 28 км, у тихоокеанского побережья сокращаются до 24 км.

Подшоша земной коры представляет волнообразную вогнутую поверхность. Максимальные мощности соответствуют антиклинорным элементам осадочно-вулканогенного слоя, минимальные — синклинорным структурам. Наиболее мощная земная кора отмечается на Восточной Камчатке, где процесс формирования структурных элементов еще не завершен.

В юго-западном блоке тектонической области выделяется участок треугольной формы с выдержанной по площади мощностью земной коры. Основанием для выделения послужили слабая тектоническая переработанность и состояние коры, близкое к изостатическому [Павлов, Семакин, 1972; Павлов, Портнягина, 1975].

Распределение мощностей отдельных слоев (осадочно-вулканогенный, гранито-метаморфический и базальтовый) крайне неравномерно. Наиболее объективно этот вопрос освещен при определении типа земной коры (табл. 6) [Павлов, 1978], проведенном по способу А.А. Николаевского [1967, 1968]. Согласно этому способу отношение мощности гранито-метаморфического слоя к мощности базальтового слоя, равное единице или большее, отвечает коре континентального типа, отношение менее единицы соответствует переходным разностям коры субконтинентального типа. Распределение мощностей дало основание для вывода о том, что процесс формирования земной коры в Западно-Камчатской структурно-формационной зоне завершен, а в Восточно-Камчатской зоне он продолжается.

Анализ полей показал, что геофизические характеристики рассматриваемой площади весьма неоднородны и свидетельствуют о мозаично-блоковом строении тектонической области. Меридиональные и северо-западные простирания магнитных и гравитационных аномалий отчетли-

¹ При построениях юго-восточнее г. Петропавловск-Камчатский использовались сопоставимые данные [Стровиние..., 1964; Тулина и др., 1972]. Данные Г.И. Аносова [1976] по профилю 7-ОС не привлекались, так как он выделяет не подошву земной коры, а "переходный слой от коры к мантии".

во обозначают западную зону, в пределах которой по плотности пространства и интенсивности аномалий выделяются северный и южный блоки различного строения. Согласно их пространственному положению в тектонической области эти блоки в последующем тексте будут называться северо-западным и юго-западным соответственно. Восточную зону отличают геофизические аномалии северо-восточного простирания и характеристики земной коры.

ГЛАВА VI

ФОРМАЦИИ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

ПРЕДПОСЫЛКИ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Теоретические основы тектонического районирования в СССР были заложены А.Д.Архангельским [Архангельский, Шатский, 1933], который при тектонических обобщениях за основной признак принимал возраст складчатости различно построенных участков земной поверхности. Такой подход позволил провести площадное районирование почти всех континентов планеты [Спижарский, 1973]. Систематические исследования территории СССР способствовали накоплению эмпирических данных о строении различных регионов и обусловили естественную необходимость синтеза этих данных с целью выявления закономерностей в размещении полезных ископаемых и металлогенетического прогнозирования. Для проведения такого синтеза требовался новый метод, который позволил бы характеризовать геометрию структурных элементов в трехмерном пространстве, т.е. решать задачи объемного районирования. Вслед за Бертраном Н.С.Шатский [1945, 1960] и Н.П.Херасков [1967] заложили основы формационного анализа, разработку отдельных вопросов которого продолжили и продолжают группы и отдельные исследователи — А.А.Богданов [1963; Богданов и др., 1963], В.В.Белоусов, Н.Б.Вассоевич, В.П.Казаринов, Ю.А.Кузнецов, Д.В.Наливкин, Л.Б.Рухин, В.И.Попов, Н.М.Страхов, В.Е.Хаин, И.В.Хворова [Геологические формации, 1968], Ю.А.Косыгин [1969], В.А.Соловьев [1975] и многие другие.

Н.С.Шатский, а также Н.П.Херасков [1967] выделили классы платформенных, геосинклинальных и орогенных формаций с составляющими их рядами формаций.

На основе ранее разработанных представлений о формационных рядах, тектонических комплексах и строении тектонических элементов В.А.Соловьев [1975] предложил выделение комплекса основания, а также главных геосинклинальных, орогенных и плитных комплексов, указав, что составляющие их вертикальные ряды формаций устанавливают отношения порядка, а латеральные — обозначают отношения эквивалентности между формациями. В практике тектонических исследований такой подход представляется наиболее целесообразным, так как он позволяет одновременно решать вопросы площадного и объемного районирования, устанавливать тектоническую природу территорий и выяснять формы взаимоотношений между одноранговыми структурными элементами.

Преследуя цель установления статической системы структурных элементов в тектонической области, выяснения тектонической природы отдельных ее частей и взаимоотношений тектонической области с пограничными элементами, целесообразно использовать формационный анализ на уровнях исследования преимущественно абстрактных вулканогенно-осадочных, магматических, метаморфических формаций и составляемых ими формационных комплексов.

ПОЛОЖЕНИЕ В РАЗРЕЗЕ ФОРМАЦИЙ И ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Впервые элементы формационного анализа при тектоническом районировании Камчатки были применены Н.С.Шатским и А.А.Богдановым [Тектоническая карта ..., 1957]. В последующие годы формационный анализ стал признанным методом и наибольшее развитие получил в региональных обобщениях Г.М.Власова и др. [1959, 1963, 1977], В.И.Тихонова и его соавторов [1959; Тихонов, Удинцев, 1960; Тихонов, Ривов, 1961], А.А.Горячева [1966], Г.П.Авдейко [1972], Г.П.Авдейко, Н.А.Храмова [1969а,б], Т.В.Тарасенко [1971], С.З.Горбачева и др. [1972], Ю.Н.Григоренко и др. [1972], Г.С.Гнибиденко и его соавторов [1972; Гнибиденко и др., 1976] и др. В перечисленных работах сведения о формационной принадлежности литолого-петрографических образований в большинстве случаев отражают степень изученности региона соответствующего времени исследований. Для всех работ характерно почти полное единство мнений при выделении формаций.

В целях соблюдения принципов соразмерности и однородности описания представляется необходимым рассмотрение вопросов о составе формационных комплексов, их взаимоотношениях и структурной приуроченности.

Под *комплексом основания* тектонической области понимаются протогеосинклинальные образования, связанные по латерали с участками сопряженных платформ. В соответствии с определением комплекс основания представляет самые нижние части разреза в тектонической области. В ранее выделенных трех блоках комплекс основания неоднороден по составу и возрасту. Вопросы о составе и возрасте комплекса основания в складчатой области будут рассмотрены в следующей главе.

Главный геосинклинальный комплекс состоит из аспидной, кремнисто-вулканогенной, офиолитовой, флишевой и габбро-плагиогранитной формаций. В разрезе этот комплекс формаций располагается над комплексом основания. Формирование формаций происходит одновременно в областях максимальных прогибаний геосинклинали и в участках обособления в них зон "внутренних поднятий" по В.Е.Хаину [Хаин, 1973; Ротман, 1961; Геология СССР, 1964; Горячев, 1966; Шанцер, 1966; Святловский, 1967; Хотин, 1968; Авдейко, Храмов, 1969а; Дмитриенко, 1969; Авдейко, 1972, 1974; Гнибиденко и др., 1976]. Взаимоотношения аспидной и кремнисто-вулканогенной формаций в вертикальном и горизонтальном направлениях повсеместно связаны фациальными взаимопереходами, и поэтому на схемах (рис. 9, см. вкладку, рис. 10) они объединены. В современном эрозионном срезе образования кремнисто-вулканогенной и офиолитовой формаций широко распространены в сводовых частях антиклинорных сооружений, в то время как отложения аспидной развиты в них ограниченно, так как формирование их происходило преимущественно в областях максимальных прогибаний геосинклинали.

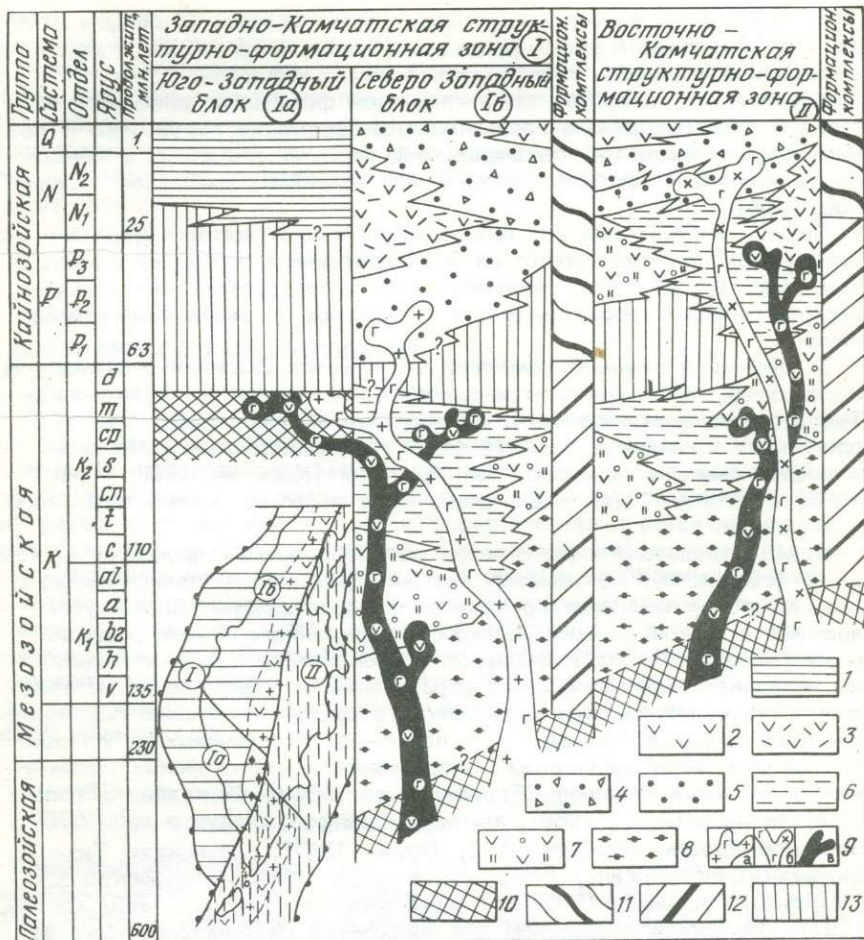


Рис. 10. Схема латеральных и вертикальных рядов формаций

Формации: 1 — автохтонная сероцветная (главный плитный комплекс на площади юго-западного блока), 2 — наземная вулканогенная, 3 — наземная вулканогенная смешанного состава, 4 — верхняя молассовая, 5 — нижняя молассовая, 6 — флишевая, 7 — аспидная и кремнисто-вулканогенная, 8 — метаморфид, 9 — габбро-плагιοгранитная (а), габбро-диорит-гранодиоритовая (б), офиолитовая (в); комплексы: 10 — основания, 11 — главный орогенный, 12 — главный геосинклинальный; 13 — перерывы в осадконакоплении

На врезке — положение структурно-формационных зон: I — Западно-Камчатской; Ia — юго-западный блок, Iб — северо-западный блок; II — Восточно-Камчатской

Офиолитовая формация представлена спилитами, туфо-лавобрекчиями, туфами основного состава с интрузиями диабазов, перидотитов, пироксенитов и верлитов в Западной зоне. В Восточной зоне в дополнение к перечисленным породам присутствуют пикриты, пикритовые базальты, меймечиты. В метаморфических зонах они метаморфизованы в амфиболитовой фации и представлены альбит-хлоритовыми, альбит-актинолитовыми сланцами, амфиболитами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и кварцитами.

В состав флишевой формации включаются средне- [Григоренко и др., 1972] и позднегеосинклинальные [Власов и др., 1977] терригенно-обломочные образования ритмично-слоистого строения.

Характеристики габбро-плагиогранитной формации приводятся в табл. 1. Формирование образований этой формации приурочено к поздним стадиям развития геосинклиналей, свидетельствующих о появлении в корневых частях подвижных зон гранитных расплавов [Кузнецов, 1964].

Общей особенностью для формаций главного геосинклинального комплекса является омоложение их в направлении с запада на восток (см. рис. 9, 10), что свидетельствует о поступательно-стадийном распространении геосинклинального процесса в указанном направлении.

В *главный орогенный комплекс* включаются формации метаморфид, молассовые, габбро-диорит-гранодиоритовая и наземные вулканогенные. Требуется пояснения включение метаморфической формации в состав орогенного комплекса, так как ранее ее формирование относилось к предороговому развитию геосинклинали [Косыгин, 1969; Хаин, 1973; Белоусов, 1976] и она включалась в состав геосинклинального комплекса.

Предшествовавшее рассмотрение метаморфических процессов на Камчатке (см. гл. III) показывает, что они происходили полициклично с домелового до миоценового времени и характеризуют промежуток времени от раннегеосинклинального до орогенного этапов развития геосинклинали. Из этого очевидно, что окончание процесса переработки первично геосинклинальных образований и оформление метаморфид в современном виде завершилось в орогенную стадию геосинклинального процесса. Эти данные и подобные закономерности, установленные для метаморфических образований в кайнозойских тектонических областях Сахалина [Егоров и др., 1969], Хоккайдо [Геологическое развитие ..., 1968], альпидях Памира [Дюфур и др., 1970], Западной Европы [Бубнов, 1960; Обуэн, 1967], герцинидах Тихоокеанского пояса [Кинг, 1972], каледонидах Монголо-Алтайской зоны [Маркова, Павленко, 1972] и Великобритании [Бубнов, 1960; Саттон, 1967], послужили основанием для включения метаморфид, вслед за Ж.Обуэном [1967], в состав орогенного комплекса формаций.

Включение в состав орогенного комплекса молассовых, габбро-диорит-гранодиоритовой и наземных вулканогенных формаций не противоречит общепринятым представлениям. Для главного орогенного комплекса также характерно омоложение возраста слагающих его формаций в направлении с запада на восток, приуроченность молассовых отложений к синклинорным структурам, магматических формаций — к антиклинорным.

Главный плитный комплекс развит в юго-западном блоке (см. рис. 10, врезка), представлен автохтонными сероцветными разнотерными отложениями миоцен-четвертичного возраста. Отложения плитного комплекса практически неотличимы от верхней молассы, распространенной в северо-западном блоке.

Пространственная приуроченность миоцен-четвертичных отложений к участкам эпимезозойской Охотоморской плиты на Соболевско-Большерецком выступе [Юнов и др., 1970; Юнов, 1972], структурное положение в качестве чехла складчато-кристаллического основания палеозойско-мезозойского возраста (свода Тигильско-Малкинского антикли-

нория), слабая дислоцированность и наличие в составе отложений до 15% глауконита позволяют отнести их к плитному комплексу.

Полное обоснование выделения формационных комплексов невозможно без рассмотрения их положения в структурных элементах складчатой области и взаимоотношений друг с другом. Эти вопросы будут рассмотрены в гл. VII. Решение их в комплексе с геофизическими данными послужит основой для структурного районирования тектонической области.

ГЛАВА VII

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Представляется целесообразным провести характеристику структурных элементов второго и более высоких порядков в Западно- и Восточно-Камчатской структурно-формационных зонах, выделить общие особенности в их строении, рассмотреть пространственное положение глубинных разломов и оценить их роль в формировании и развитии структурных элементов первого порядка. Для определения природы различных построенных участков тектонической области необходимо провести анализ пространственного положения формационных комплексов, установить отношения между ними и определить сходимость с геофизическими данными. Перечисленный ряд операций позволит наиболее последовательно и полно составить представление об эволюции Камчатской геосинклинали во времени и провести районирование тектонической области.

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Срединный антиклинорий (рис. 11 см. вкладку) располагается в центральной части полуострова, пространственно совпадает со Срединным хребтом и простирается в северо-восточном направлении более чем на 500 км. В осевой зоне антиклинория обнажаются наиболее древние отложения кремнисто-вулканогенной и флишевой формаций верхнемелового возраста (ирунейской и кихчикской серий), на юге (вблизи горста Малкинского) в своде развиты метаморфические образования. В центральной части простираение структуры подчеркивается распространением на крыльях отложений нижней молассы (анавгайская серия). Антиклинорий имеет асимметричное строение, углы наклона юго-западного крыла составляют $10-15^\circ$ [Геология СССР, 1964], а на юго-восточном значения их достигают $20-30^\circ$ [Горячев, 1966]. В северной части свод антиклинория перекрыт четвертичными вулканитами и простираение его подчеркивается в магнитном поле [Ривош, 1963]. По данным ГСЗ, размах крыльев структуры на широте пос. Анавгай 45 км (см. рис. 7, профиль 1) [Беляевский, 1974], кровля верхнемеловых отложений в центральной части Козыревского хребта находится на глубинах меньше 1 км и, возможно, в глубоких врезх долин выступает на дневную поверхность. На границе сопряжения с Паланским синклинорием сплошность юго-западного крыла Срединного антиклинория нарушена глубинным разломом, по которому западный блок взброшен

с амплитудой вертикального перемещения в 2 км. У слияния рек Быстрой и Анавайг свод антиклинория характеризуется раздувом мощности гранитно-метаморфического слоя, на 2 км большим, чем в сопряженных Центрально-Камчатском и Паланском синклинориях (14 и 15 км соответственно). Мощность земной коры под осевой зоной антиклинория составляет 40 км [Утнасин и др., 1972; Потапьев, 1974]. Распространение молассовых отложений свидетельствует о палеоген-миоценовом времени формирования структуры как геоантиклинального поднятия [Фрих-Хар, 1969] и обособлении его к раннемиоценовому времени, что устанавливается по присутствию в миоценовых отложениях смежных прогибов представителей глубоководной фауны [Салин, 1964].

Тигильско-Малкинский антиклинорий простирается в меридиональном направлении от г. Опала до мыса Омгон на расстояние более 700 км. В центральной части антиклинорий перекрыт верхней миоцен-четвертичной молассой; здесь целостная структура разъединяется на два элемента третьего порядка: Тигильское поднятие и Малкинский горст.

Малкинский горст сложен образованиями метаморфид, в поле распространения которых развиты интрузии кислого и основного состава. В центральной части метаморфиды представлены мигматитами. По направлению к востоку и западу от центра степень метаморфизма уменьшается до зеленосланцевой фации и метаморфические породы постепенно переходят во вмещающие их вулканогенно-осадочные образования ирунейской и кихчинской серий верхнемелового возраста [Лебедев, Бондаренко, 1962; Горбачев и др., 1968]. Породы, слагающие горст, образуют сложно построенную антиклинальную складку протяженностью до 250 км с размахом крыльев 75 км. Углы падения отдельных горизонтов пород на крыльях складки непостоянны и варьируют в пределах 20–50°, в отдельных местах их значения достигают 70–80°. При детальном исследовании взаимоотношений метаморфических и вмещающих пород М.М.Лебедевым и В.И. Бондаренко [1962] установлено, что изограды метаморфизма пересекают стратиграфические границы. Кроме этих данных, существует точка зрения, что метаморфические породы представляют блоковый выступ фундамента докембрийского (?) и палеозойского возраста [Геология СССР, 1964; Дьяков, Тимофеев, 1956; Геологическое строение ..., 1966; Мокроусов, 1959; Смирнов, 1971; и др.]. Решение вопроса о возрасте исходных пород, подвергнутых метаморфизму, существенно для установления структурной принадлежности к комплексу освоения или для отнесения к элементам структур как производных Камчатской геосинклинали. Более вероятной представляется последняя точка зрения.

Тигильское поднятие является северным продолжением Тигильско-Малкинского антиклинория и фиксируется по выходам верхнемеловых палеогеновых вулканогенных и осадочных отложений до побережья полуострова, и далее в пределах акватории Охотского моря наблюдается на профиле 2 (рис. 12 см. вкладку) [Корсаков и др., 1968]. Протяженность поднятия около 330 км. На его крыльях развита система антиклинальных и синклинальных зон, распрлагающихся с запада и востока от осевой зоны. В пределах поднятия выделяются антиклинальные (Моршечная, Амбонская, Хайрюзовская, Хромовская, Воямпольская) и синклинальные (Калаваямская, Кавранская, Альчинская, Чернореченская, Рассошинская и Этолонская) зоны.

Формирование поднятия происходило одновременно со Срединным антиклинорием, так как северная часть Тигильского поднятия в кайнозойе выступала над уровнем моря в виде геосинклинального поднятия островной дуги. Это подтверждается выходами верхнемеловых отложений в районе мыса Омгон, в которых содержатся горизонты конгломератов с маломощными прослоями и линзами каменных углей. Кремнисто-вулканогенная формация в пределах Тигильского поднятия перекрывается осадочно-вулканогенными отложениями нижней палеоген-неогеновой молассы, низы которой (хулгунская свита) относятся к дат-палеогеновому возрасту. Наличие галек и валунов верхнемеловых пород в составе хулгунской свиты [Геология СССР, 1964] и данные бурения свидетельствуют о несогласном залегании ее на подстилающих отложениях.

Антиклинальные зоны в центральных частях сложены отложениями сенонской кремнисто-вулканогенной формации [Авдейко, Храмов, 1969а], вмещающей небольшие интрузивные тела гипербазит-габбросиенитового состава [Ротман, Марковский, 1968], и нижней молассы палеоген-миоценового возраста [Гнибиденко и др., 1976]. Е.П.Кленов подчеркивает, что палеогеновые отложения зачастую облекают блоки верхнемеловых пород [Геология СССР, 1964], свидетельствуя о большой контрастности вертикальных движений в предпалеогеновое и палеогеновое время. Протяженность отдельных антиклинальных зон превышает 200 км при размахе крыльев до 40 км (Хайрюзовская зона). Отдельные складки характеризуются асимметричным складчато-надвиговым строением с широким диапазоном углов наклона на крыльях от 20 до 70°.

На сейсмических профилях КМПВ (рис. 13) антиклинальные и синклинальные зоны отчетливо выделяются по опорному сейсмическому горизонту с $V_r = 5,7-6,8$ км/с, имеющему волнообразно-ступенчатый профиль при пересечении структурных элементов [Потапьев и др., 1975]. Так, куполообразное поднятие в интервале 115–132 км Кекуцкого профиля на глубине 1600–2000 м связывается с наличием антиклинальной зоны. Севернее профиля по простиранию она, вероятно, связана с Воямпольской антиклинальной зоной по Е.П.Кленову [Геология СССР, 1964, с. 437], что подчеркивается линейно расположенными выходами верхнемеловых пород севернее вулкана Кетепана и положением постройки вулкана на своде антиклинальной зоны. К югу от профиля Воямпольская антиклинальная зона обнаруживается по выходу пород палеогенового возраста в бассейне р. Быстрой, и это же обстоятельство рассматривается как косвенное свидетельство возможной пространственной связи ее с Тигильско-Малкинским антиклинорием. При такой интерпретации протяженность Воямпольской антиклинальной зоны составляет более 350 км. Широкий диапазон граничных скоростей от 5,7 до 6,6 км/с вдоль сейсмического раздела на Кекуцком профиле допускает предположение о различной степени метаморфической переработки и различном составе исходных вулканогенно-осадочных пород.

Синклинальные зоны на дневной поверхности выполнены верхней молассой неогенового возраста. Отложения неогена смяты в пологие складки с максимальными значениями углов наклона крыльев до 20°. В пределах акваторий структурные элементы выделяются на сейсмических профилях МОВ и НСП (см. рис. 12). Геометрия дислокаций слоистых толщ на дне моря сопоставима со строением аналогичных

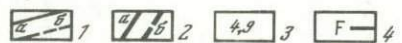
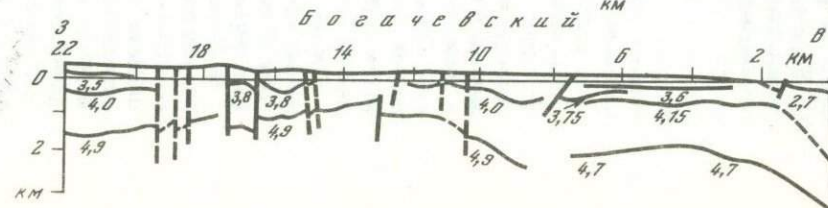
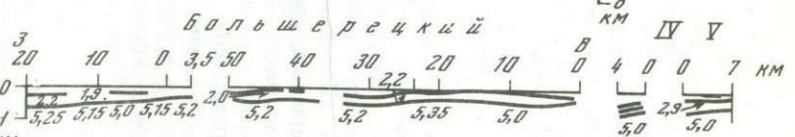
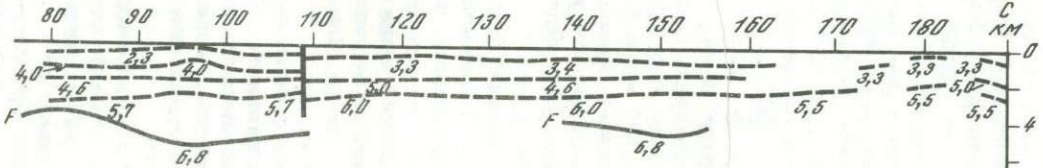
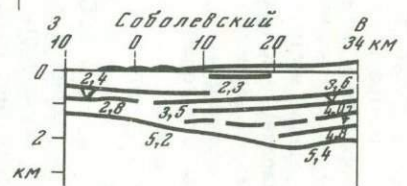
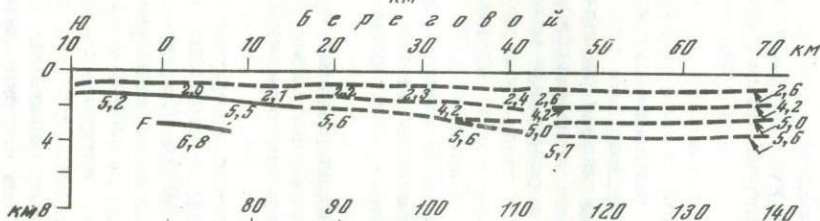
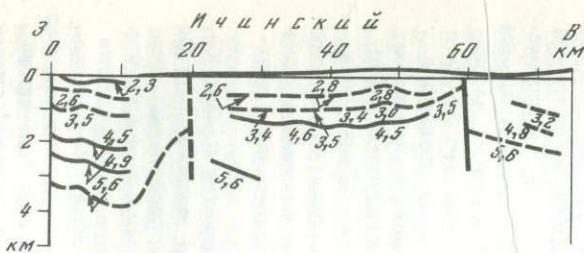
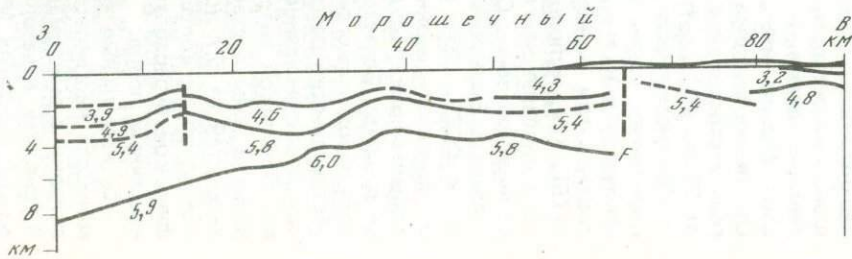
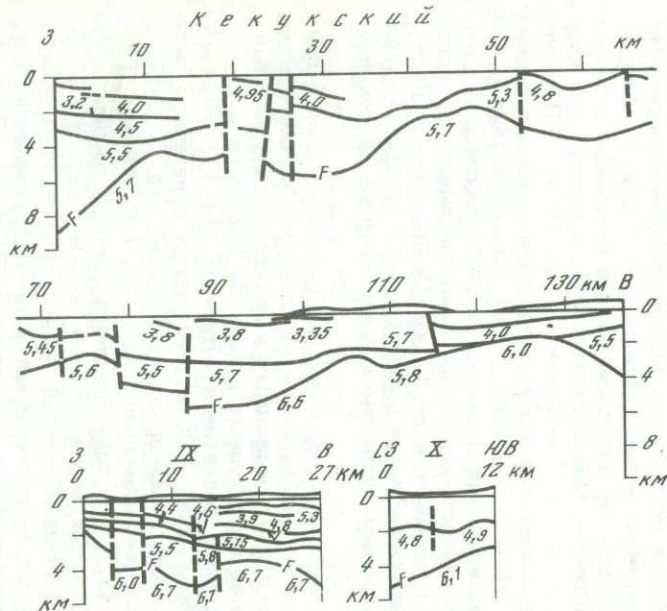
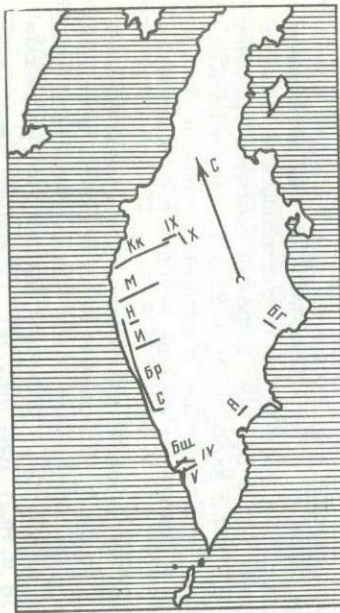


Рис. 13. Сейсмические профили КМПВ на Камчатском полуострове (по данным С.Т. Балесты [1967], С.В. Потапова и др. [1975])

Кк — Кекукский, М — Морошечный, Н — Низконский, И — Ичинский, С — Соболевский, Br — Береговой, А — Авачинский, Бш — Большерецкий, Бг — Богачевский

1 — сейсмические границы: а — достоверные, б — построенные по неполным данным; 2 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 3 — значения граничных скоростей, км/с; 4 — подошва фундамента

по простиранию структур на суше и служит основанием для продолжения тектонических элементов за пределы полуострова.

Лесновский антиклинорий находится в центральной части Камчатского перешейка, в северо-восточном направлении простирается на расстояние 200 км и может быть представлен как кулисообразное продолжение Среднего антиклинория. В осевой части антиклинория обнажаются образования флишевой (на западе) и кремнисто-вулканогенной (на востоке) верхнемеловых формаций. Взаимоотношения между терригенной лесновской (на западе) и офиолитовой ирунейской (на востоке) сериями изучены недостаточно. Эти толщи, вероятно, имеют шлицеобразное сочленение и, как предполагает Г.И.Агальцов [Геология СССР, 1964], фациально замещают друг друга в латеральном и вертикальном направлениях. Углы падения пород на крыльях антиклинория колеблются в пределах $45-60^\circ$ [Геология СССР, 1964].

С запада Лесновский антиклинорий окаймляется Кинкильским поднятием [Геология СССР, 1964]. Степень изученности (см. рис. 12, профили 2, 3) [Корсаков и др., 1968] позволяет выделить в настоящее время в пределах поднятия (с юга на север) Кахтанскую, Гнунваямскую, Подкагерную, Шаманкинскую и Ткамраваямскую антиклинальные зоны. Антиклинальные зоны простираются в северо-восточном направлении на расстояния до 100 км и более, размах их крыльев от 15 до 35 км. Они представляют штамповые складки, где приподнятые блоки древних пород окаймляются кремнисто-вулканогенными верхнемеловыми и вулканогенными палеогеновыми образованиями [Корсаков и др., 1968]. Углы падения крыльев в антиклинальных зонах $10-15^\circ$, максимальные значения достигают 35° . Антиклинальные зоны разобщены Пятибратской, Тевинской, Конусной синклинальными зонами и Пусторецким синклинорием, выполненными отложениями верхней молассы миоцен-плиоценового возраста.

К востоку от Лесновского антиклинория располагаются Северо-Кичигинская и Южно-Кичигинская синклинальные зоны, разобщенные Оссорской антиклинальной зоной. Синклинальные зоны выполнены неогеновой вулканогенной молассой. В своде антиклинальной зоны обнажаются кремнисто-вулканогенная формация верхнемелового возраста и флишевый комплекс палеогена [Геология СССР, 1964; Корженевский, 1962]. По выходам верхнемеловой кремнисто-вулканогенной формации южнее Оссорской зоны выделяется малоизученная Ламутская антиклинальная зона северо-восточного простирания протяженностью около 100 км.

Севернее Лесновского антиклинория развиты верхнемеловые отложения кремнисто-вулканогенной формации ватынской серии по В.А.Титову [Геология СССР, 1964], слагающие периклинальное замыкание Вывникского антиклинория.

Ичинский синклинорий простирается в меридиональном направлении на расстояние 225 км (см. рис. 11) при размахе крыльев у западного побережья полуострова около 60 км. Синклинорий выполнен флишевыми меловыми и молассовыми палеоген-неогеновыми отложениями суммарной мощностью до 5 км на суше и 6-8 км у 200-метровой изобаты в море [Воронков, 1975]. Магаданско-Крутогоровский разлом делит синклинорий на северный и южный блоки, последний из которых приподнят. Крылья синклинория осложнены Крутогоровской, Саичикской (на западе) и Сопочной (на востоке) антиклинальными и Облуковинской синклинальной (на западе) зонами, сложенными па-

леоген-неогеновыми отложениями. Углы падения пород на крыльях составляют 20–30°. Крутогоровская зона имеет ширину 15 км, ее продолжение на шельфе раздваивается, расширяясь до 30 км, и структура на удалении 80 км от берега замыкается [Воронков, 1975].

Западная антиклинальная зона выделена по материалам сейсмического профилирования (см. рис. 12, профиль 15 а), а при последующих исследованиях ее существование прекрасно подтвердилось площадными сейсмическими работами. Зона имеет коробчатую форму, протяженность 150 км, ширину до 30 км, углы падения не превышают 10°; по характеру сейсмического разреза представляется вероятным конседиментационное развитие структуры. На шельфе субпараллельно антиклинальной зоне простираются Прикамчатская [Андиева и др., 1975] и Крутогоровская (см. рис. 12) антиклинальные зоны. Перечисленные структуры недостаточно изучены, но имеющиеся данные свидетельствуют о простом строении, отвечающем скорее всего поднятиям и прогибам платформенных областей.

Паланский синклиниорий от истоков р. Хайрюзовой до мыса Теви простирается на 450–460 км в север-северо-восточном направлении, наибольшая ширина в районе рек Тигиля и Воямполки достигает 60 км. В западной и осевой частях синклиниорий сложен терригенными отложениями верхней молассы (кавранская серия) с углами падения 2–6° на западном крыле [Геология СССР, 1964] и горизонтальным залеганием в центриклинали [Горячев, 1966]. К востоку терригенные отложения сменяются вулканогенной молассой алнейской серии. Вблизи Срединного хребта терригенная и вулканогенная молассы перекрыты четвертичными платобазальтами [Алексеев и др., 1966].

Пусторецкий синклиниорий имеет север-северо-восточное простирание, прослеживается на 150 км (в пределах тектонической области) при ширине до 50 км. Синклиниорий сложен морскими и континентальными молассовыми отложениями олигоцен-четвертичного возраста [Белый и др., 1976] с углами наклона слоев в крыльях структур до 10–15° [Горячев, 1966].

Приведенная характеристика структурных элементов в северо-западном блоке позволяет установить некоторые общие закономерности складчатой структуры вулканогенно-осадочного слоя. В северо-западном блоке развиты структуры с северо-западным, меридиональным и северо-восточным простираниями осевых зон. Причем первые пространственно тяготеют к прибрежной (западной) зоне, последние развиты вблизи и на продолжении Срединного хребта. Для структурных элементов с северо-западным и меридиональным простиранием свойственны коробчатые, сундучные, флексурообразные формы складок и наличие конседиментационных структур со среднеарифметическими значениями углов наклона крыльев 15–20° [Белова и др., 1961]. Прямые наблюдения [Е.П.Кленов, в кн.: Геология СССР, 1964] и анализ строения складчатых форм для этой группы структурных элементов свидетельствуют о развитии штамповой складчатости, или "складок фундамента" [Ажгирей, 1966], которые могут служить показателем унаследованности структурного плана догеосинклинального основания [Ривош, 1963]. Для структурных элементов северо-восточного простирания характерны пространственная приуроченность к западному крылу Центрально-Камчатского разлома, формы складок, близкие к изоклинальным, и большая напряженность складчатости (от 20 до 40°)

Формирование этих структур отвечает ранней геосинклинальной складчатости в геосинклинальных зонах и частично обязано влиянию движений вдоль Центрально-Камчатского разлома, т.е. приразломной складчатости.

В юго-западно-камчатский блок выделяется участок поверхности тектонической области, ограниченный на севере Магаданско-Крутогорским и на востоке и юго-востоке Центрально-Камчатским глубинными разломами общей площадью около 80 тыс. км².

Магаданско-Крутогорский разлом относится к системе древних разломов и пересекает (от бухты Нагаево) Охотское море [Шимараев, 1971], Камчатский полуостров и Курило-Камчатский глубоководный желоб [Косыгин и др., 1977]. Разлом регистрируется по северо-западным линейным магнитным аномалиям повышенной интенсивности и рельефу дна в Охотском море, по вертикальным подвижкам величиной до первых сотен метров на полуострове и смещению полосовых северо-восточных аэромагнитных аномалий в Тихом океане на протяжении 500 км.

Центрально-Камчатский разлом в современной структуре складчатой области является пограничной областью между Западно- и Восточно-Камчатскими структурно-формационными зонами и простирается с севера на юг преимущественно вдоль оси Срединного хребта на расстояние, превышающее 1300 км. Разлом представляет зону близко расположенных разрывов с шириной от 40 до 100 км, относится к типу открытых (для магматических продуктов) глубинных разломов [Геология СССР, 1964] и, по имеющимся данным ГСЗ, проникает в земную кору на глубину до 42 км [Утнасин и др., 1972; Потапьев, 1974].

По этим же данным смещения границ кровли гранитно-метаморфического слоя у пос. Анавай и раздела Конрада у истоков р. Кирганик соответственно свидетельствуют о том, что западное крыло взброшено относительно восточного на 2 км. К этой зоне нарушений пространственно приурочены внутренняя вулканическая дуга, вулканизм в которой развивался с верхнемелового до настоящего времени, и более 80% интрузивных массивов, известных на Камчатке [Севостьянов, 1969]. Вертикальные движения вдоль разлома продолжались до четвертичного времени включительно. По данным В.Н.Бондаренко, амплитуда вертикальных движений вдоль разлома при формировании в древнечетвертичное время грабена долины р. Быстрой составила 500 м [Геология СССР, 1964].

В строении юго-западного блока принимают участие палеозойско-мезозойские метаморфические образования, верхнемеловые и миоцен-четвертичные вулканогенно-осадочные отложения.

Палеозойско-мезозойские образования представлены широким набором метаморфических пород от аспидных сланцев до гнейсов и мигматитов и связаны постепенными переходами с флишоидными отложениями кихчикской серии верхнемелового возраста (см. гл. IV). Метаморфические и флишоидные образования интенсивно дислоцированы (углы наклона достигают 80°) и развиты в виде полосы меридионального простирания шириной до 35 км и протяженностью около 225 км (горст Малкинский в состав полосы не включается).

На верхнемеловых отложениях кихчикской серии трансгрессивно и с большим угловым несогласием [Геология СССР, 1964] залегают миоцен-четвертичные (воямпольская, кавранская серии) терригенные кон-

тинентально-морские породы с резко подчиненным количеством вулканогенных образований. Для северо-западного участка юго-западного блока характерно локальное развитие палеогеновых отложений ограниченной мощности и широкое развитие миоцен-четвертичных образований большой мощности. Суммарная мощность¹ третичных отложений у 200-метровой изобаты определяется Ю.С.Воронковым [1975] до 8000 м. Здесь с запада на восток выделяются крупные структуры: Колпаковская впадина, Прикамчатское поднятие и Прикамчатский прогиб (см. рис. 11), характеризующиеся пологими углами наклонов слоев на крыльях (первые градусы, редко больше 10°). Эти структуры осложнены более мелкими складчатыми элементами. Так, на Прикамчатском поднятии морским сейсмическим профилированием установлено до 20 антиклинальных перегибов.

Юго-восточная часть юго-западного блока представляет относительно приподнятый участок и выделяется как Большерецко-Соболевский выступ, в котором кайнозойские отложения залегают преимущественно моноклинально с падением на юго-запад под углами от 3 до 15° и достигают мощностей более 1500 м. Для третично-четвертичных отложений местами отмечается волнистое залегание пород с образованием пологих складок меридионального и северо-западного простираний.

На суше полуострова в пределах Колпаковской впадины и Большерецко-Соболевского выступа установлены 22 локальные структуры, простирания которых связываются с наследованием плана складчатого основания или подвижками отдельных блоков последнего [Воронков, Сафронов, 1972].

Что же представляет собой юго-западно-камчатский блок в структурном отношении? У восточной границы блока мы видим складчато-кристаллические образования, сформировавшиеся в результате мел-палеогеновой (камчатской) и олигоцен-миоценовой (курильской) фаз складчатости кайнозойского тектогенеза. Эти образования являются комплексом основания для покрова слабо дислоцированных кайнозойских отложений, по составу и структурному положению отвечающих автохтонной сероцветной формации платформенных областей [Соболевская, 1965; Яншин, 1965].

Итак, в строении рассматриваемого участка принимают участие: складчато-кристаллический комплекс основания, сформировавшийся в период кайнозойского тектогенеза, и миоцен-четвертичный чехол, близкий по составу и структурному положению к верхней молассе и плитному комплексу.

Двучленное строение (наличие комплекса основания и плитного комплекса) и время формирования складчато-кристаллического основания позволяют рассматривать юго-западно-камчатский блок как молодую плиту эпикайнозойского возраста, а не как участок эпимезозойской Охотоморской плиты по предшествующим представлениям [Геология СССР, 1964; Горячев, 1966; Смирнов, 1971; Юнов, 1970, 1972, 1974 и др.].

¹ Мощности осадочной толщи до 3000 м в акватории юго-западного блока (см. рис. 11) показаны по данным морского сейсмического профилирования в пределах разрешающей способности аппаратуры. Истинные мощности, несомненно, больше, так как подошва осадочной толщи сейсмическими методами не установлена.

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Южно-Камчатский антиклинорий простирается в северо-восточном направлении от Авачинской губы до о-ва Парамушир на 340 м, где его южное окончание срезается (?) Восточно-Камчатским разломом. Осевая зона располагается на Восточно-Камчатском шельфе, и положение ее определяется по профилю 7-ОС (рис. 14) и гравитационной аномалии (рис. 6). Ширина структуры условно определяется в 60 км. Предполагается, что сводовая часть структуры сложена верхнемеловыми отложениями, аналогичными развитым у Петропавловска-Камчатского [Фаворская и др., 1965]. Представления Г.М.Власова с соавторами [1963] и С.Е.Апрелкова [1971] о положении осевой зоны антиклинория вдоль юго-восточного побережья не подтверждаются гравиметрическими и сейсмическими данными, согласно которым максимальная мощность земной коры — до 34 км (см. рис. 8) располагается в 30 км восточнее береговой линии полуострова. Мутновская и Асачинская складки, рассматриваемые С.Е.Апрелковым [1971] как свод антиклинория, вероятнее всего, являются локальными структурами на северо-западном крыле структуры.

Парамуширская антиклинальная зона на острове и акваториях простирается в северо-восточном направлении на 150 км (профиль 33, см. рис. 12), сложена олигоцен (?) - миоценовыми пропилитизированными вулканогенно-осадочными породами (аналогичными формации "зеленых туфов"), дислоцированными в систему кулисообразных складок с углами падения на крыльях до 40–60° [Сергеев, 1976].

Ганальский горст-антиклинорий простирается в северо-западном направлении на 150 км при ширине около 45 км. С юго-запада и северо-

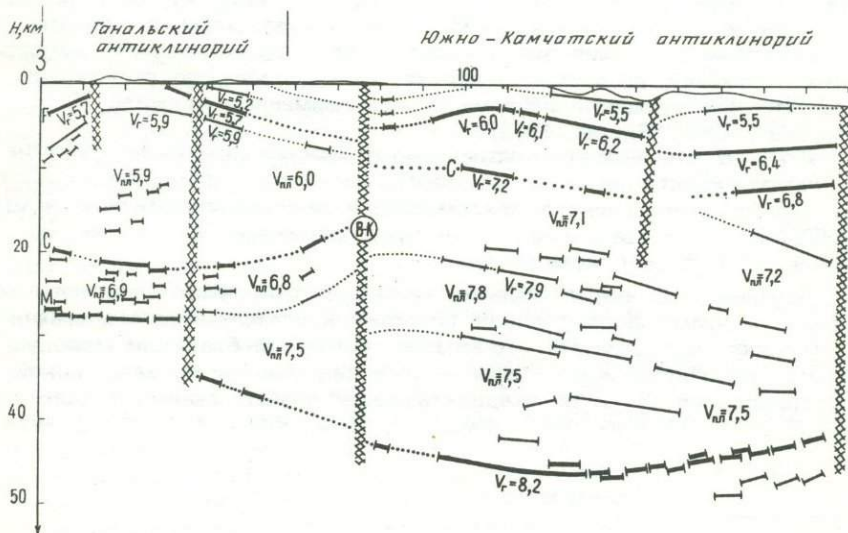
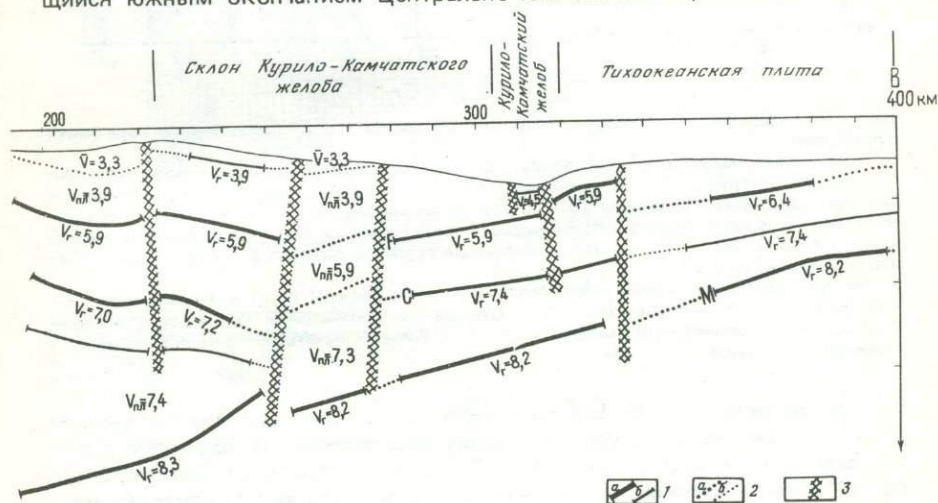


Рис. 14. Разрез земной коры по профилю 7-ОС, по Г.И. Аносову [1976, схематизировано]

1 — границы в разрезе земной коры: а — основные (F — подошва фундамента, С — Конрада, М — Мохоровичича), б — второстепенные; 2 — участки интерполяции

ро-востока структура ограничена разрывными нарушениями (см. рис. 11, 15). До настоящего времени остается нерешенным вопрос о взаимоотношениях Малкинского и Ганальского горстов, т.е. являются ли они составными элементами один другого, разорванными в пространстве южным окончанием Центрально-Камчатской депрессии, или же представляют две самостоятельные структуры. Ганальскую антиклиналь В.И.Тихонов и Л.А.Ривош [1961] протягивают в Срединный хребет и выделяют под названием Ганальско-Хангарской антиклинали. Г.М.Власов и И.Ф.Мороз [Геология СССР, 1964] также считают, что Ганальский и Срединный камчатские массивы древних пород находятся в тесных взаимоотношениях. Однако съемочными работами М.И.Горяева (1958–1960 гг.), А.Ф.Марченко (1960 г.) и результатами регионального анализа А.В.Горячева [1966] эти выводы не подтверждаются.

Работами по изучению земной коры на этом участке установлено (см. рис. 15), что мощности гранитно-метаморфического слоя Малкинского и Ганальского блоков составляют 14–19 и 16–18 км соответственно, а в Центрально-Камчатской депрессии – всего лишь 12–14 км. Для вулканогенно-осадочного слоя характерны минимальные мощности 3 км в Малкинском и Ганальском блоках и максимальные – до 5 км в Центрально-Камчатской депрессии. Граница Мохоровичича установлена в центральной части профиля на участке в 10 км. Она располагается на глубинах 28–29 км. Ее положение отчетливо показывает увеличение мощности земной коры под Малкинским блоком и уменьшение ее в области Центрально-Камчатской депрессии. Сплошность земной коры вдоль профиля нарушена рядом разломов. По разломам произошло опускание земной коры в центральной части профиля. В настоящее время этот участок представляет собой грабен, являющийся южным окончанием Центрально-Камчатского грабен-синклин-



и экстраполяции границ: а – основных, б – второстепенных; 3 – разрывные нарушения: В-К – Восточно-Камчатский разлом. На рис. 14, 15 и 17 значения скоростей распространения упругих колебаний, км/с: \bar{V} – средних, $V_{пл}$ – пластовых, V_g – граничных, V_e – эффективных

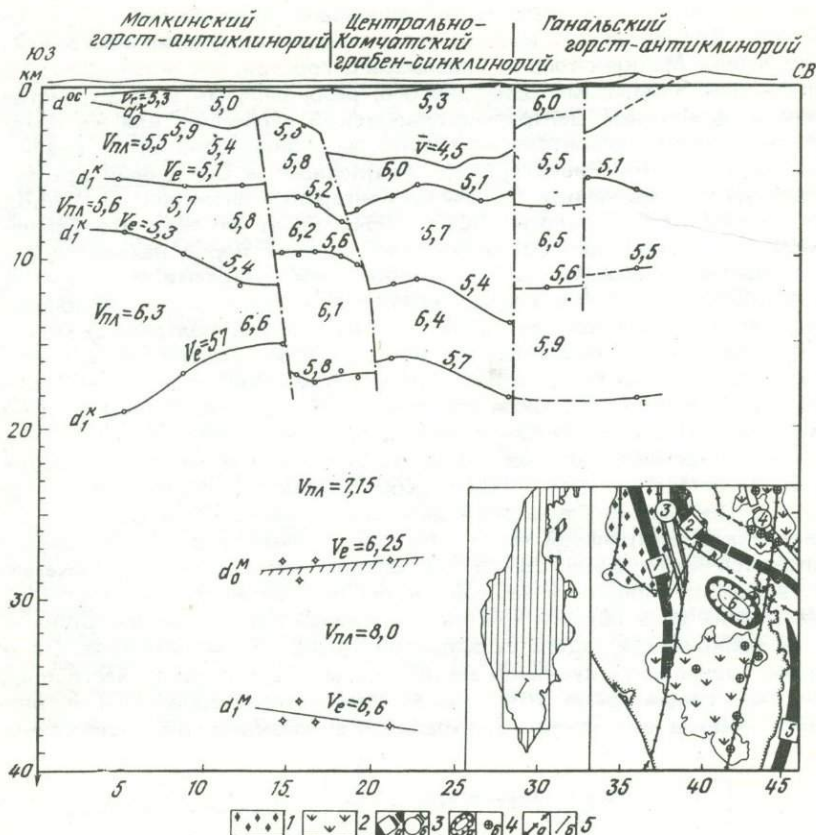


Рис. 15. Структурные взаимоотношения Малкинского и Ганальского горст-антиклинорий

1 — метаморфические комплексы; 2 — четвертичные вулканические покровы; 3 — антиклинорий (а), синклинорий (б); 4 — вулканотектонические депрессии (а), вулканические аппараты (б); 5 — разрывные нарушения — достоверные, предполагаемые и перекрытые четвертичными отложениями (а), положение сейсмического профиля (б); d^{oc} , d^k , d^m — основные границы раздела в земной коре; пояснения V см. на рис. 14

На врезке: структурные элементы: 1 — Малкинский горст-антиклинорий, 2 — Ганальский горст-антиклинорий, 3 — Центрально-Камчатский грабен-синклинорий, 4 — Восточно-Камчатский синклинорий, 5 — Южно-Камчатский антиклинорий, 6 — Начикинская депрессия

рия, выделенного ранее Н.А.Беляевским [1974]. Борты грабен-синклинория состоят из ряда ступеневато расположенных блоков с различными амплитудами смещения (0,5–2 км) одного относительно другого. Такие особенности, как максимальная мощность вулканогенно-осадочного слоя (более 5 км), минимальные мощности гранитно-метаморфического слоя (12 км) и земной коры в целом (28 км), свидетельствуют о наличии здесь синклинорийной структуры. Антиклинорийное строение Малкинского и Ганальского блоков [Геология СССР, 1964; Горячев, 1966], увеличенная мощность гранитно-метаморфического слоя под указанными блоками и наличие между ними равнознач-

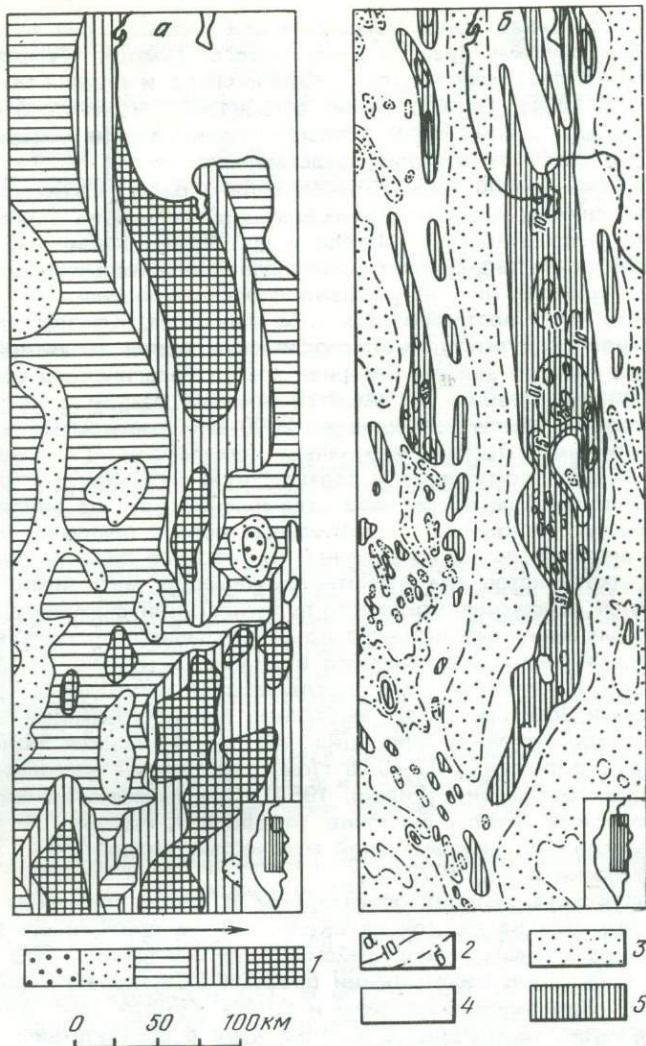


Рис. 16. Схемы гравитационного поля (а), по данным В.И. Воропаева, В.И. Бражаева, М.И. Горяева, Г.П. Декина, Б.В. Ковалева и аномального магнитного поля (б), по Н.А. Ривошу [1963]

1 — увеличение относительной интенсивности гравитационного поля; 2 — изолинии ΔT и значения интенсивности магнитного поля, мз: а — положительные, б — нулевые; магнитные аномалии: 3 — отрицательные, 4, 5 — положительные (4 — до 5 мз, 5 — более 5 мз)

ной промежуточной структуры Центрально-Камчатского грабен-синклинория прямо свидетельствуют об их структурной разобщенности и современной структуре Камчатской тектонической области [Потапьев, Мараханов, 1977].

Восточно-Камчатский антиклинорий простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 530 км от хребта Валагинского до

Карагинского залива. Ранее положение оси антиклинория отождествлялось с водоразделами хребтов Валагинского, Тумрок, Кумроч, возвышенностями п-ова Озерного, о-ва Карагинского и п-ова Говена [Геология СССР, 1964]. Однако анализ аномального магнитного и гравитационного полей, сейсмические данные и геологические материалы позволяют пересмотреть прежние представления.

Южная часть осевой зоны антиклинория в Валагинском хребте сложена отложениями кремнисто-вулканогенной формации (валагинская серия) мощностью 3000 м [Петров и др., 1966]. Кремнисто-вулканогенные отложения индуцируют полосовую положительную магнитную аномалию (рис. 16, б), непрерывно прослеживающуюся от Валагинского хребта через постройки вулканов Кинчокла, Ключевского, Швелуча, Хавывенский выступ метаморфических пород до южной оконечности Карагинского залива. Севернее хребта Валагинского осевая зона антиклинория разбита системой поперечных разломов на ряд блоков, опущенных вдоль разломов до 2000 м и перекрытых вулканогенно-осадочными неоген-четвертичным комплексом [Гнибиденко, Мараханов, 1973]. Этому участку соответствует двухъярусное расположение магнитовозмущающих масс, где нижний ярус на глубинах 1,5–2 км образует спокойные положительные поля с плавными очертаниями; для верхнего яруса характерны контрастные пилообразные аномалии. В качестве источника магнитовозмущающих масс нижнего яруса принимаются отложения кремнисто-вулканогенной формации, а природа магнитных аномалий верхнего яруса связывается с продуктами раннечетвертичного и современного вулканизма [Ривош, 1963]. В гравитационном поле осевая зона прослеживается цепочкой максимумов силы тяжести (см. рис. 16, а), вызванных распространением отложений кремнисто-вулканогенной формации, что подтверждается значениями избыточной плотности в $0,2-0,26 \text{ г/см}^3$ на границе верхнемеловых и палеогеновых отложений [Ривош, 1963]. При пересечении профилем ГСЗ Ключевской группы вулканов (профиль 1, см. рис. 7) антиклинорий подчеркивается максимальной мощностью земной коры, равной 42 км [Утнасин и др., 1972].

Береговой антиклинорий ориентирован в северо-восточном направлении, простирается на расстояние около 300 км при ширине 40–50 км и выделен по данным геолого-сейсмических материалов [Потапов, Мараханов, 1974]. При рассмотрении профиля ГСЗ, пересекающего морфоэлементы Хапиченской впадины и хребта Кумроч (рис. 17), поверхность сейсмической границы с $V_r = 5,2 \text{ км/с}$ в соответствии с ранее проведенными работами [Супруненко, Шварц, 1967; Смирнов, 1971; Утнасин и др., 1972] отождествлялась с кровлей верхнемеловых отложений. На профиле ГСЗ эта поверхность с глубины 3700 м (в районе Хапиченской впадины) воздымается в восточном направлении к устью р. Правой Бушуйки, где развиты кремнисто-вулканогенные отложения ирунейской серии [Геологическая карта ..., 1964], до 500 м. Положение свода в месте сечения профилем предполагается в между-речь Правой Бушуйки и Очередной. Северное и южное продолжения антиклинория регистрируются по выходам березовоярской серии в районе Малых Щек р. Камчатки [Храмов, Салин, 1966], по развитию положительных полосовых магнитных аномалий (см. рис. 5) и на Богачевском профиле КМПВ (см. рис. 13). На крыльях антиклинория развиты флишеидные палеоген-неогеновые отложения с углами падения на западном крыле до $40-50^\circ$ [Геология СССР, 1964; Храмов, Салин, 1966].



Рис. 17. Разрез ГСЗ по профилю Халиченская впадина – р. Правая Бушуйка
 F – подошва фундамента, C – кровля базальтового слоя, M – граница Мохоровичича; 1 – разрывное нарушение; пояснение V см. на рис. 14

Озерновско-Карагинский антиклинарий простирается от п-ова Озерного через о-в Карагинский на п-ов Говена и далее на расстояние более 450 км. В своде антиклинория развиты образования кремнисто-вулканогенной и офиолитовой формаций верхнемелового и палеоген-миоценового возраста с мощностью более 5000 м [Храмов и др., 1968; Долматов и др., 1969; Косыгин и др., 1972]. Ширина свода антиклинория достигает 35 км. В акватории Карагинского залива структура антиклинория регистрируется положительными магнитными аномалиями со значениями до 1500 γ и антиклинорным строением осадочной толщи с углами падения слоев на крыльях до 30° (см. профили 47 и 48 на рис. 12).

Положение свода антиклинория некоторыми исследователями [Косыгин и др., 1972; Коноваленко, 1974] связывается с особым типом глубинного разлома, представляющего шовную зону шириной 15–25 км и выполненную набором пород кремнисто-вулканогенной формации (базальты, андезито-базальты, диабазы, спилиты, кремнисто-глинистые сланцы, кремни и др.). В центральной части этой шовной зоны развита полоса шириной 2–3 км (Восточно-Камчатский разлом) гипербазитов, серпентинитов, габбро и метаморфических пород, протягивающихся от п-ова Говена до п-ова Озерного, а южнее прослеживающаяся по дачечному расположенным прерывистым выходам ультраосновных пород. Полоса эта тянется вдоль восточных хребтов полуострова и отождествляется с офиолитовым поясом Восточной Камчатки [Геология СССР, 1964; Коноваленко, 1974]. Офиолитовый пояс характеризуется широким развитием вдоль него рассланцованных зон брекчирования, надвигов, сдвигов и опрокинутых складок, ориентированных на восток и юго-восток. Эти признаки послужили основанием для вывода о том, что эта полоса, возможно, представляет выход на дневную поверхность палеозоны Беньюфа [Геология СССР, 1964; Косыгин и др., 1977] и в современной структуре приурочена к области Восточно-Камчатского разлома (до бухты Раковой на юге).

Ильпинская антиклинальная зона на п-ове Ильпинском фиксируется по распространению палеогеновой кремнисто-вулканогенной формации в северо-восточном направлении на расстояние более 150 км. Связь антиклинальной зоны с Озерновско-Карагинским антиклинорием подтверждается дислоцированностью осадочных отложений и положительной магнитной аномалией до 500 γ на профиле 48 (см. рис. 12).

Поднятие Конечное (см. рис. 11) регистрируется на 48-м профиле (см. рис. 12) в виде крутой антиклинальной складки с размахом крыльев до 20 км и углами падения слоев на крыльях до 40°. Соотношение мощности слоев на крыльях складки (уменьшенная мощность слоев в заливе) дает основание высказать предположение о конседиментационном развитии структуры.

Усть-Камчатская антиклинальная зона располагается на южной оконечности п-ова Камчатский мыс, простирается в северо-западном направлении на расстояние около 150 км при ширине до 30 км. Свод антиклинальной зоны представляет горстовое поднятие, сложенное кремнисто-вулканогенными породами африканской серии верхнемелового возраста с мощностью около 2250 м [Шапиро, 1976]. Верхнемеловые образования прорваны интрузиями ультраосновного и основного состава, дислоцированы в систему складок северо-западного простирания с углами наклона на крыльях от 45 до 70° [Геология СССР, 1964; Горячев, 1966; и др.], осложненных сбросо- и взбросо-сдвигами [Марков и др., 1969]. Продолжение антиклинальной зоны в акваторию Камчатского залива подтверждается на профиле 46 (см. рис. 12), на котором в интервале 90—150 км на глубине 4000 м фиксируется сложнопостроенная антиклинальная зона. На крыльях зоны развиты отложения третичного возраста флишевого строения [Борзунова и др., 1969; Марков и др., 1969] с суммарной мощностью около 500 м. В северной части полуострова Л.Н.Грязновым в породах третичного возраста отмечались структуры северо-восточного простирания [Геология СССР, 1964]. М.С.Марков с соавторами [1972; Марков, 1975] рассматривают габброиды и серпентиниты на мысе Африка (гора Оленья) как стратифицированную последовательность пород с мощностью более 7700 м, образовавшихся в результате метасоматической переработки гипербазитов и представляющих собой выходы меланократового фундамента (или океанической коры) в Камчатской геосинклинали. Этот вывод М.С.Маркова, основанный на анализе стратиграфии района, подверг резкой критике М.Н.Шапиро [1976]. Однако следует признать, что образования меланократового фундамента, по М.С.Маркову, если и не являются фундаментом, то, вероятнее всего, все же представляют наиболее древние отложения на Восточной Камчатке.

Кроноцкая антиклинальная зона простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 90 км. Продолжение ее в акватории Камчатского и Кроноцкого заливов фиксируется положительной магнитной аномалией до 200 γ на гидромагнитном профиле 53 и на северо-восточном окончании профиля 27а (см. рис. 12), где на верхнемеловые образования, залегающие с наклоном до 45°, с резким угловым несогласием ложатся слабо дислоцированные третичные отложения. Свод структуры располагается на крайнем востоке полуострова и сложен верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными образованиями свиты мыса Каменистого с видимой мощностью до 700 м [Шапиро, 1976]. Юго-восточное крыло оборвано разломом. На северо-западном крыле развиты флишеидные и молассовые отложения от палеоценового до

четвертичного возраста, степень дислоцированности которых от 75–85° у ядра убывает к периферии крыла до 10–15° [Горячев, 1966].

Шипунская антиклинальная зона более чем на 150 км простирается в северо-западном направлении и сложена флишевыми отложениями палеогенового возраста (богачевская серия), дислоцированными в складки с углами наклона крыльев 20–50°, в редких случаях до 70°. Свод структуры прорван крупными интрузиями кварцевых диоритов и габбро. На крыльях зоны развиты миоцен-четвертичные молассовые отложения, смятые в складки с углами наклона слоев 10–25° [Геология СССР, 1964]. Вполне возможно, что Шипунская антиклинальная зона является южным окончанием Берегового антиклинория, сплошность которого нарушена разрывными нарушениями Кроноцкого грабена; вдоль этих разломов произошло опускание свода. Вероятность такого предположения подтверждается наличием вдоль р. Богачевки антиклинальной структуры с размахом крыльев более 20 км, установленной сейсмическими работами (профиль Богачевский на рис. 13).

Налычевская антиклинальная зона выделяется по выходу блока кремнисто-вулканогенных верхнемеловых пород в долине р. Налычевой. Слои верхнемеловых пород простираются в северо-западном направлении и падают на юго-восток под углами 65–85°. В море структура регистрируется антиклинальным перегибом в интервале 32–62 км на профиле 26 (см. рис. 12). Протяженность антиклинальной зоны около 100 км.

Гольгинский прогиб представляет северо-восточное продолжение прогиба Охотоморской глубоководной впадины. На профиле 33 (см. рис. 12) борта прогиба ограничены разрывными нарушениями, ширина структуры около 70 км. Мощность выполняющих его миоцен-четвертичных отложений составляет 2,5–3 км. Отложения слабо дислоцированы, углы наклона слоев не превышают 10°. На суше в пределах прогиба установлены 2 локальные структуры и 8 неоподнятий [Воронков, 1975].

Центрально-Камчатский синклиний совпадает с положением одноименной депрессии и ограничен с запада и востока Срединным и Восточно-Камчатским антиклинориями соответственно. Синклиний простирается в северо-восточном направлении на 500 км при максимальной ширине до 60 км и выполнен третичным молассовым комплексом с суммарной мощностью около 4000 м [Утнасин и др., 1972; Беляевский, 1974], из которых 2000 м приходится на миоцен-плиоценовые отложения [Горбачев и др., 1972]. Неогеновые породы северо-западного крыла наклонены в направлении к центриклинали под углами 10–20°, верхнемеловые и палеоген-неогеновые отложения юго-восточного крыла имеют углы наклона 30–50° [Геология СССР, 1964], подчеркивая асимметричное строение синклиния, что подтверждается и сейсмическими материалами (см. профиль 1 на рис. 7. [Утнасин и др., 1972]. В глубинном строении области синклиния соответствуют минимальные значения (38 км) мощности земной коры в сравнении с сопряженными Срединным (40 км) и Восточно-Камчатским (42 км) антиклинориями (см. рис. 7).

Восточно-Камчатский синклиний располагается между антиклинориями: Восточно-Камчатским — на западе, и Береговым — на востоке; он соответствует простирающимся хребтам Кумроч, Тумрок и южнее перекрыт вулканитами Гамченской и Жупановской групп вулканов, открываясь в море Прибрежным грабеном (см. профиль 26 на рис. 12) Синклиний выделен по сейсмическим данным (см. рис. 17) [По-

тапьев, Мараханов, 1974], согласно которым установлено несоответствие тектонической структуры морфологическим элементам рельефа. Протяженность структуры около 650 км при размахе крыльев в районе хребта Кумроч 40 км. При анализе сейсмических данных за опорную границу принималась кровля верхнемеловых отложений, соответствующая сейсмическому разделу с $V_r = 5,2$ км/с. Выше этого раздела залегают третичные вулканогенно-осадочные отложения с максимальной мощностью¹ до 4500 м и падением слоев 40–50° на западном крыле синклиниория в хребте Кумроч. При анализе геологических разрезов к аналогичным выводам пришли Н.А.Храмов и Ю.С.Салин [1966], результаты исследований которых существенно облегчили трассировку синклиниория в южном направлении.

Центрально-Камчатский грабен (см. рис. 11) в большой мере соответствует площади Озерновской впадины, выделенной В.Н.Винюковым в 1948 г. Определение структуры как грабена обусловлено ограничением миоцен-плиоценового выполнения депрессии с запада и востока Центрально-Камчатским и Восточно-Камчатским разломами соответственно и налеганием этих отложений на разрушенные первично складчатые структурные элементы Центрально-Камчатского синклиниория и Восточно-Камчатского антиклиниория. Слагающие грабен молассовые отложения дислоцированы в брахиантиклинальные складки шириной 5–6 км северо-восточного простирания с углами наклона крыльев 10–20° [Геология СССР, 1964]. По распространению миоцен-плиоценовой молассы (см. рис. 9) предполагается, что начало формирования грабена произошло в верхнем миоцене и соответствует алеутской фазе складчатости.

Прогиб пролива Литке протягивается на 300 км в северо-восточном направлении при ширине до 50 км, выполнен флишевыми и молассовыми третичными отложениями и представляет некомпенсированную до настоящего времени структуру. С запада (со стороны полуострова) наклон третичных отложений в сторону пролива составляет 40–50°, с востока (от о. Карагинского) миоцен-плиоценовые отложения падают под углами 10–25° [Геология СССР, 1964]. Синклинальное строение осадочных отложений под дном пролива подтверждается на сейсмических профилях 47 и 48 (см. рис. 12), на которых углы падения пород не превышают нескольких градусов. Структура прогиба в проливе Литке разбита рядом разломов, вероятно субширотного или северо-западного простирания, которые фиксируются положительными магнитными аномалиями со значениями до 500 γ (см. гидромагнитный профиль 55 на рис. 12).

Лагунная синклинальная зона разделяет структуры Берегового антиклиниория и Усть-Камчатской антиклинальной зоны и маскирует их торцовое сочленение. Зона выполнена континентально-морскими отложениями плиоцен-четвертичной молассы, дислоцированными в систему пологих брахиформных складок северо-восточного простирания [Геология СССР, 1964].

Восточный прогиб простирается в северо-восточном направлении на расстояние более 300 км при ширине 20–25 км, являясь структурой, сопряженной с Озерновско-Карагинским антиклинорием и поднятием Конечным. Структура простирается вдоль бровки континентального

¹ Следует учитывать, что максимальная мощность, установленная по сейсмическим материалам, вероятнее всего, ниже значений истинной мощности.

склона Командорской котловины и регистрируется на сейсмических профилях 47—49 (см. рис. 12). Зарегистрированная мощность выполняющих его отложений около 2000 м, углы падения пород не превышают 15° .

Прогиб Крайний на западе сопрягается с поднятием Конечным и на востоке ограничивается бровкой континентального склона Командорской котловины. На сейсмическом профиле 48 (см. рис. 12) зарегистрированная мощность отложений в прогибе составляет 3000 м, а углы наклона слоев достигают 30° .

Корфская синклиналиальная зона является промежуточной структурой между Ильпинской антиклинальной зоной и Озерновско-Карагинским антиклинорием. Синклиналиальная зона выполнена миоцен-плиоценовыми отложениями, развитыми на восточном побережье Ильпинского полуострова.

Кроноцкий грабен (см. рис. 11) представляет неотектоническую форму ступенчатого строения и сложной конфигурации, формирование которой происходило в несколько этапов. На суше грабен выполнен палеоген-четвертичным комплексом отложений, что дает основание предположить, что заложение структуры произошло на рубеже олигоцена и миоцена (курильская фаза складчатости). Именно в это время, вероятно, была нарушена структура свода Берегового антиклинория, опускание и перекрытие которой произошло позже. Судя по распространению плиоцен-плейстоценовой молассы, образование современного трога в интервале 60—75 км на сейсмическом профиле 27а (см. рис. 12) произошло в позднем миоцене — плиоцене (татарская и сахалинская фазы складчатости). Развитие трога продолжается, видимо, и в настоящее время, о чем свидетельствуют контрастные уступы ограничивающих подводных каньонов и резкая расчлененность дна трога.

Прибрежный грабен располагается между Нальчевской и Шипунской антиклинальными зонами. На суше он выполнен олигоцен-миоценовыми отложениями, в море состоит из двух разноуровневых блоков с полого наклоненными к востоку слагающими их отложениями (см. профиль 26 на рис. 12).

Уступ континентального склона Командорской котловины имеет тектоническую природу, что регистрируется на сейсмических профилях 47—49 и гидромагнитных профилях 52, 54 (см. рис. 12). Осадки котловины вблизи уступа в результате периодических подвижек вдоль разлома дислоцированы в крутые малоамплитудные, небольшие по размерам складки. С удалением от уступа отложения представляют слабо наклоненную к центру Командорской котловины недислоцированную толщу, резко отличную от гармонично-складчатой структуры гетерогенных образований в складчатой области.

Современный Курило-Камчатский глубоководный желоб большинство исследователей [Авдейко, 1972; Васильковский, 1968; Власов и др., 1963, 1977; Горбачев и др., 1972; Марков и др., 1967, 1972, и др.] считают геосинклиналиальной системой раннего этапа развития, в которой в настоящее время аккумулируются терригенные песчано-сланцевые образования.

Описание структурных элементов Восточной Камчатки позволяет установить некоторые особенности в развитии структурно-формационной зоны; граувакковый состав формационных комплексов и омоложение возраста слагающих их формаций в направлении с запада на восток;

развитие в пределах зоны протяженных и крутых складок северо-восточного простирания, среднеарифметические значения углов падения которых составляют 30–50°; наложение на складчатую структуру молодых прогибов средне-позднемиоценового времени заложения. Прогобы, как правило, ограничены разрывными нарушениями. Отложение прогибов смяты в пологие широкие складки с углами падения слоев пород в 10–25°. Аномальными являются северо-западные и меридиональные простирания Усть-Камчатской, Шипунской, Нальчевской, Ганальской и других структур для крайнего востока зоны.

Северо-западное простирание Усть-Камчатской антиклинальной зоны увязывается с представлениями о ее положении как крайнего западного звена Алеутской островной дуги [Марков и др., 1969], что подтверждается анализом региональных геофизических материалов [Супруненко, 1971, 1972; Воробьев, 1975].

В главе V отмечалась стабилизация земной коры в южном блоке полуострова, выражающаяся областью равных мощностей коры, устойчивостью к тектонической переработке, коррелятивными характеристиками магнитного и гравитационного полей. Предполагается, что эта область представляет собой участок палеозимезозойской Охотоморской плиты, восточная часть которого испытала активную регенерацию при развитии кайнозойской Восточно-Камчатской геосинклинали. При таком допущении Южно-Камчатский, Ганальский, Нальчевский и Шипунский положительные структурные элементы образуют с сопряженными прогибами структуры облекания палеоучастка консолидированной земной коры, устойчивого к тектонической переработке в начальные периоды регенерации.

Косвенным обоснованием для выделения южного блока как реликта палеозимезозойской Охотоморской плиты служит положение границы распространения кремнисто-вулканогенных формаций в Корякско-Камчатской области [Авдейко, 1974] и расположение флексурообразного перегиба поверхности М с северо-западным простиранием в районе Авачинско-Жупановской группы вулканов [Штейнберг, 1968]. При большом многообразии и напряженности тектонических процессов для восточной зоны характерно ограниченное развитие гранитоидных интрузивов, пространственно приуроченных к южному блоку, развитие основных и ультраосновных интрузий, располагающихся вблизи зон глубинных разломов и на восточных полуостровах. Восточно-Камчатская структурно-формационная зона характеризуется незавершенностью геосинклиального процесса. Последнее выражается в недооформленности таких крупных структур второго порядка, как Голыгинский прогиб, прогиб пролива Литке, Озерновско-Карагинский антиклинорий, антиклинальные зоны восточных полуостровов и активном развитии базальт-андезит-липартового вулканизма, присущего эпохе замыкания геосинклиналей [Косыгин, 1969].

КОМПЛЕКС ОСНОВАНИЯ

Догеосинклиальные образования, которые могли бы представлять комплекс основания как в Западно- так и в Восточно-Камчатской структурно-формационной зоне, достоверно не установлены. Геологический разрез в складчатой области начинается с уверенно установленных нижнемеловых отложений, развитых на мысе Омгон. Однако обнаружение спор пермского возраста в метаморфических породах Срединно-

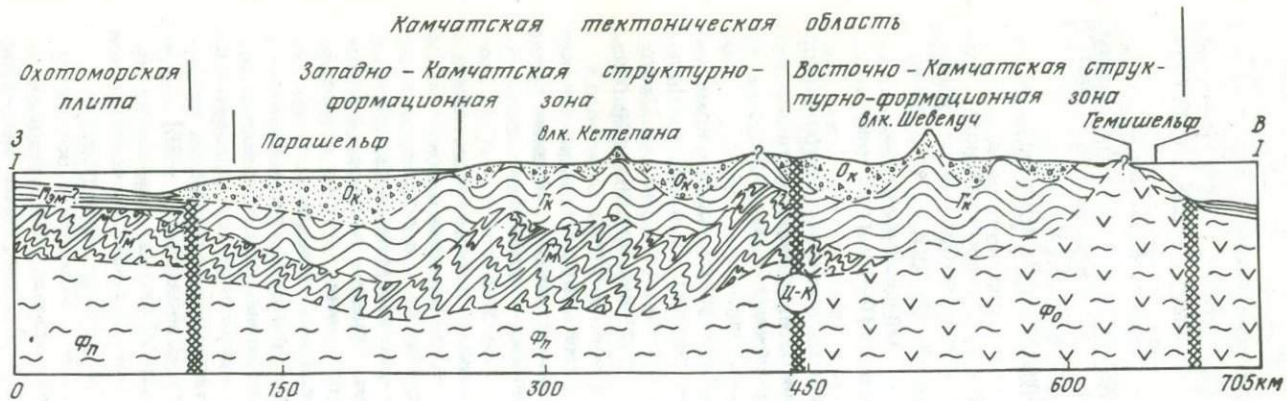
го хребта [Сиверцева, 1975] и находки перемытых спор и пыльцы карбонового возраста в палеогеновых отложениях у оз. Кроноцкого свидетельствуют о наличии под образованиями главного геосинклинального комплекса пород, более древних по возрасту и занимающих в разрезах складчатой области (см. рис. 10) более низкое структурное положение.

По аналогии с Корякско-Анадырской складчатой системой эти породы, скорее всего, представлены палеозойским и раннемезозойским комплексами основания [Егиазаров и др., 1965; Тильман и др., 1969], восточную границу распространения которых Т.В.Тарасенко [1971] определяет как Главную Камчатскую Хайрюзовско-Вывенскую шовную зону.

Учитывая идентичность формаций главного геосинклинального комплекса, обнаружение спор пермского возраста в Срединном хребте и распространение штамповых складок к востоку от этой зоны, целесообразно ограничить распространение палеозойско-мезозойского комплекса основания Центрально-Камчатским глубинным разломом.

В предмеловое время этот разлом, вероятно, являлся и восточной границей эпимезозойской Охотоморской плиты, в краевой части которой произошла регенерация геосинклинального режима в мезозойско-кайнозойское время. При этом северо-западный блок (см. рис. 10) характеризуется присутствием необходимой комбинаторной тройки комплексов (основания, геосинклинального и орогенного) (рис. 18, профиль I—I), свидетельствующей о полной регенерации этого участка Охотоморской плиты и активном развитии в настоящее время в его пределах процессов выравнивания [Геология СССР, 1964].

Несколько иное развитие и строение имеет юго-западно-камчатский блок (см. рис. 11, врезку). В составе комплекса основания блока также предполагается присутствие палеозойско-мезозойских пород. В начальные стадии геосинклинального развития участок блока был вовлечен в регенерацию и испытал погружение, в результате которого в его пределах накопилось более 4500 м верхнемеловых отложений кихчикской серии. В камчатскую фазу складчатости и в последующее время эти отложения были дислоцированы, частично метаморфизованы и выведены на дневную поверхность. Таким образом, в строении комплекса основания в юго-западном блоке принимают участие палеозойско-мезозойские и верхнемеловые образования. С миоценового до настоящего времени в пределах блока сформировался комплекс отложений верхней сероцветной молассы (каванская и воямпольская серии) украинного типа. По структурному положению эти отложения выполняют роль покровного чехла и сопоставимы с автохтонной сероцветной формацией платформенного типа [Соболевская, 1965]. Можно заключить, что юго-западный блок является областью незавершенной регенерации геосинклинального режима. При обозначении современной структуры очевидно, что блок представляет участок кайнозойской Охотоморской плиты, верхняя часть которой в комплексе основания представлена складчато-кристаллическими образованиями кайнозойской геосинклинали (см. рис. 13, профиль II—II). В этом случае мы наблюдаем качественное изменение структурного положения одновозрастных, собственно геосинклинальных образований, в одном блоке (северо-западный) представляющих собой главные геосинклинальный и ороген-



ный комплексы, в другом блоке (юго-западный) выступающих в качестве комплексов основания и плитного (см. рис. 10).

Ранее уже отмечалось, что южной границей собственно Восточно-Камчатской геосинклинали служит флексурабообразный перегиб поверхности М в районе Авачинско-Жупановской группы вулканов, совпадающий с восточной границей Ветвейско-Камчатской зоны по Г.П.Авдейко [1972]. Дополнительным подтверждением этого служит резкое ограничение поля развития гранитоидного магматизма в южном блоке на широте п-ова Шипунского (см. рис. 9).

Севернее, в пределах собственно Восточно-Камчатской геосинклинали, на п-ове Камчатский мыс М.С.Марковым [1975] описан самый древний комплекс пород, представленный габброидами и рассматриваемый в качестве меланократового фундамента для вышележащих верхнемеловых отложений. Под меланократовым фундаментом М.С.Марков понимает полигенный комплекс пород базальтового слоя океанов, состоящий из метаморфических и метасоматических образований. Взаимоотношения пород фундамента и вышележащих отложений смагинской свиты верхнемелового возраста определяются как несогласные.

Б.К. Долматов и М.Ю. Хотин [1969] рассматривают комплекс ультрабазитов на п-ове Камчатский мыс как ряд последовательных во времени интрузивных комплексов. М.Н.Шапиро [1976] приводит материалы о тектоническом контакте между породами "меланократового фундамента" (по М.С.Маркову) и вышележащими верхнемеловыми образованиями. Эти данные ставят под сомнение категоричность выводов М.С.Маркова о существовании и природе "меланократового фундамента". Однако структурное положение в разрезе достоверно верхнемеловых отложений смагинской [Марков и др., 1972; Марков, 1975] и свиты Каменистого мыса [Шапиро, 1976] (выше выходов условного блока пород меланократового фундамента) и принадлежность их к "францисканской формации", по Н.А.Богданову [1969], аналогичной мезозойским образованиям пикульнейской серии Корякского нагорья [Русаков, Трухалев, 1962; Егизаров и др., 1965; Богданов, 1966], свидетельствуют в пользу вывода М.С.Маркова о выходе на дневную поверхность пород меланократового фундамента на п-ове Камчатский мыс. Вероятно, только слабая эродированность наиболее древних структур Восточной Камчатки не позволяет однозначно принять вывод М.С.Маркова с такой же степенью достоверности, как это доказано в разрезе Большой Долины у подножия Сьерра-Невады, где на ультрабазитах, большей частью серпентинизированных (представляют образования океанической коры) и прослеживающихся по простиранию на расстояние более 150 км, залегает 15-километровая толща мезозойско-кайнозойских отложений, по характеристикам близких к юрско-верхнемеловым породам францисканской формации Береговых хребтов Калифорнии [Бейли, Блейк, 1969].

Рис. 18. Структурные разрезы через Камчатскую тектоническую область (положение профилей I—I, II—II см на рис. 11)

Главные формационные комплексы: 1 — плитные (P_K — неоген-четвертичный, $P_{ЭМ}$ — эпимезозойский); 2 — орогенный (O_K — кайнозойский); 3, 4 — геосинклинальные: 3 — кайнозойский (G_K), 4 — мезозойский (G_M); 5, 6 — комплексы основания: 5 — гетерогенный разновозрастный с корой переходного типа (Φ_n), 6 — океанический (Φ_o); 7 — разрывные нарушения

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ШЕЛЬФА

Под тектонической природой шельфа понимается "геоструктурная неоднородность" мелководных подводных равнин, окаймляющих сушу, обусловленная гетерогенностью строения земной коры в латеральном и глубинном направлениях [Ганешин и др., 1975]. "Геоструктурная неоднородность" означает принадлежность различных участков шельфа к таким основным типам геоструктурных областей, как платформы, складчатые и геосинклинальные области. В соответствии с приведенной структурной специализацией земной коры авторы предлагают шельф в пределах платформ с составляющими их элементами (щиты, плиты, синеклизы, антеклизы) обозначать как *ортошельф*; шельфы разновозрастных складчатых областей с их элементами (антиклинории, синклинории) — обозначать как *парашельф*; шельфы молодых геосинклиналей, островных дуг, океанических островов и их архипелагов — как *гемишельф*.

Западно-Камчатский шельф представляет морфологически сравнительно однородную плоскую поверхность подводной террасы шириной от 100 до 170 км. В северо-западном блоке на сейсмических профилях (см. рис. 12) отчетливо устанавливается складчатое строение пород под дном моря. По геометрическим признакам наиболее крупные структуры сопоставимы с аналогичными на суше и соответственно выполнены теми же формационными комплексами, что и на суше. В северо-западном блоке структурные элементы сложены главными геосинклинальным и орогенным комплексами (см. рис. 18, профиль I—I), представляют собой участок кайнозойской складчатой области, выравненный в субаэральных условиях к предчетвертичному времени и погруженный под уровень моря [Геология СССР, 1964]. Согласно приведенной выше геоструктурной специализации участок классифицируется как парашельф с маломощным (десятьки метров) чехлом рыхлых четвертичных отложений на абразионной поверхности.

Юго-западный блок представляет участок Охотоморской плиты кайнозойского возраста, и его подводное продолжение рассматривается как область ортошельфа в пределах Западно-Камчатского шельфа. Этот участок Охотоморской плиты у западной границы складчатой области имеет мощный (до 8000 м по Ю.С.Воронкову [1975]) покровный чехол, развитый в краевом Прикамчатском прогибе.

Восточно-Камчатский шельф представляет подводное продолжение современной геосинклинали и северной части Курильской островной дуги, находящихся в орогенной стадии развития, и поэтому он относится к категории гемишельфов. Незавершенность геосинклинального развития этого участка определяет неоднородность в строении и развитии гемишельфа. Эта неоднородность выявляется прежде всего в положении бровки шельфа, которая фиксируется на глубинах от 50 (у восточных полуостровов) до 500 м (против мыса Лопатка); в непостоянстве его ширины — от 100–175 км (против мыса Лопатка и в Карагинском заливе) до 2–30 км (у восточных полуостровов) и в гетерогенности его структуры. Гетерогенность структуры заключается в том, что шельф от о-ва Парамушир до мыса Озерного является абразионной поверхностью, шельф же Карагинского залива представляет участок продолжительной аккумуляции терригенных отложений и некомпенсированном прогибе пролива Литке синклинорного строения.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Анализ структуры тектонической области и времени формирования гранитно-метаморфического слоя показал, что заложение Камчатской геосинклинали произошло в домеловое время, причем первым обособился Западно-Камчатский прогиб. Восточная граница прогиба подкрепляется распространением меловой кремнисто-вулканогенной формации, совпадает с западным ограничением Ветвейско-Камчатской зоны, по Г.П.Авдейко [1972], и соответствует современному положению Центрально-Камчатского разлома и Малко-Петропавловской зоны дислокаций. Заложение прогиба произошло в краевой части древнего массива Охоти, по Г.М.Власову и Е.П.Кленову [Геология СССР, 1964], вовлеченной в тектоническую активизацию. Древний массив Охоти представлял собой часть современной Охотоморской плиты с нижнемезозойским квазиплатформенным основанием [Белый и др., 1964] или нейтраладами [Тильман и др., 1969]. Таким образом, заложение и последующее развитие мезозойско-кайнозойской геосинклинали в западной зоне происходило, вероятно, на коре переходного типа [Пейве и др., 1976]. В собственно геосинклинальную стадию последовательно формируются терригенная аспидная и кремнисто-вулканогенная формации, последняя из которых пространственно в значительной мере приурочена к Центрально-Камчатскому району.

В верхнемеловое время в районах активного вулканизма улавливается поднятие внутренней части зоны [Авдейко, 1974]. Именно для этого и последующего времени характерно максимальное развитие интрузивного магматизма и метаморфизма в области поднятия (из 86 анализов определений абсолютного возраста 70% находится в интервале 90—40 млн. лет), приведшего к формированию гранитно-метаморфического слоя в том виде, в каком мы наблюдаем его сейчас в Малкинском горсте. В это же время по краям поднятия формируется верхнемеловая флишевая формация. В палеоген-миоценовое время после незначительного перерыва в осадконакоплении повсеместно формируются молассовые отложения, образования наземной вулканогенной формации смешанного состава с преобладанием кислых вулканитов и продолжает развиваться метаморфизм, в результате которого частично метаморфизованы флишевые комплексы кихчикской серии. В плиоцене западнее Срединного хребта сформировался комплекс малых щелочных интрузий и проявились складкообразовательные движения сахалинской фазы складчатости, слабо дислоцировавшие миоцен-плиоценовые отложения. Щелочной магматизм и движения в плиоцене завершили развитие территории Камчатки как молодой геосинклинали. В четвертичное время она вступила уже как сформировавшаяся складчатая область [Геология СССР, 1964]. Это заключение Г.М.Власова и Е.П.Кленова, по нашим представлениям, правомочно лишь для Западно-Камчатской структурно-формационной зоны.

Мощности земной коры на Западной Камчатке до 40 км [Утнасин и др., 1975; Потапьев и др., 1975; Аносов и др., 1977; Булин, 1977], кислый состав гранитно-метаморфического слоя и отношение его мощности к мощности базальтового слоя (см. табл. 6) позволяют определить тип коры здесь как континентальный. Формирование основного компонента континентальной коры — гранитно-метаморфического слоя — носило полициклический характер. Окончательное завершение этого процесса произошло в результате переработки палеозойско-мезозойско-

го основания и собственно геосинклинальных образований мезозойско-кайнозойской геосинклинали с мелового до миоценового времени.

Для Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны наиболее обоснованными представлениями о комплексе основания являются выходы М.С.Маркова [1975; Марков и др., 1975] о выходах меланкратового фундамента на п-ове Камчатский мыс. На меланкратовом фундаменте залегают отложения "францисканской формации", по Н.А.Богданову [1969], представленные верхнемеловыми комплексами пород смагинской свиты и нижней подсвиты пикежской свиты [Марков, 1975] и, вероятно, свиты мыса Каменистого на Кроноцком полуострове, Выше залегают собственно геосинклинальный комплекс аспидной и кремнисто-вулканогенной формаций верхнемелового — миоценового возраста [Авдейко, 1974]. В раннем миоцене на Восточной Камчатке формируется цепь вулканических островов, послуживших областями сноса терригенного материала в смежные прогибы. С этого времени началось накопление молассовых формаций и развитие наземного вулканизма, знаменующих переход к орогенной стадии развития, не завершившейся до настоящего времени. Точка зрения о метаморфических породах на о-ве Карагинском, п-ове Озерном, в хребтах Валагинском и Ганальском, рассматривавшихся как возможный комплекс основания в восточной зоне [Геология СССР, 1964; Герман, 1975; Утасин и др., 1975 и др.], не получает подтверждения потому, что метаморфизованы верхнемеловые кремнисто-вулканогенные отложения, и время развития процессов метаморфизма датируется от верхнемелового до миоценового времени [Щербаков, 1938; Лебедев, 1969; Храмов и др., 1968].

Преобладающее развитие офиолитовых пород, основной состав метаморфических образований, большая мощность базальтового слоя относительно гранитно-метаморфического (см. табл. 6) свидетельствуют о заложении Восточно-Камчатской геосинклинали на коре океанического типа. Развитие геосинклинали в мезозойско-кайнозойское время привело к формированию коры переходного типа с невыдержанным строением, изменчивой мощностью базальтового и локальным появлением гранитного слоев. Этот вывод справедлив для участка от п-ова Говена на севере до широты п-ова Шипунского на юге. Участок к югу от Шипунского полуострова, скорее всего, составлял часть эпимезозойской Охотоморской плиты, вовлеченной в активную регенерацию в палеоген-миоценовое время. Об этом косвенно свидетельствуют распространение кислого интрузивного магматизма в миоцене, развитие андезит-дацит-липаритовой формации [Розинов, Колесников, 1976] и обложение жесткого блока плиты структурными элементами Ганальского антиклинория, Налычевской и Шипунской антиклинальных зон.

Разное время заложения Западно- и Восточно-Камчатской структурно-формационных зон, различные комплексы основания в них, омоложение возраста формационных комплексов с запада на восток и неодинаковый состав гранитно-метаморфического слоя (кислый в Западной, основной — в Восточной зонах) показывают, что развитие геосинклинального процесса и формирование земной коры в Камчатской складчатой области носило "поступательно-стадийный" [Васильковский, 1968] характер и осуществлялось в направлении с запада на восток, т.е. от континента в сторону океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор структурно-исторических условий развития и формирования Камчатской тектонической области в мезозойско-кайнозойское время приводит к выводам о сложности строения и многообразии процессов на участке земной поверхности, отвечающем границе континент — океан. Явление "своеобразной регенерации кайнозойского геосинклинального режима в Хоккайдо-Западно-Камчатской зоне" отмечалось М.С.Марковым с соавторами [1967, с. 211]. Оно подтверждает позицию многих исследователей Тихоокеанского региона о постепенной и последовательной переработке океанической коры в кору континентального типа [Васильковский, 1968; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Марков, 1975; Пейве и др., 1976].

Настоящей работой преследовалась цель — установить тектоническую природу различно построенных зон тектонической области на основе анализа статической модели структурных элементов последней.

В этой связи было принято традиционное деление тектонической области на две структурно-формационные зоны. При рассмотрении внутреннего строения зон уточнено пространственное положение Восточно-Камчатских антиклинория и синклинория, Центрально-Камчатского грабен-синклинория и Срединного антиклинория, выявлены новый Береговой антиклинорий и ряд антиклинальных и синклинальных зон в обеих зонах. В Западно-Камчатской структурно-формационной зоне по напряженности складчатости, особенностям развитых формационных комплексов выделяются северо-западный и юго-западный блоки. В строении первого принимают участие отложения главных геосинклинального и орогенного комплексов.

В юго-западном блоке выделяются верхнемеловой складчато-кристаллический комплекс основания и неоген-четвертичный плитный комплекс.

Проанализированный материал позволяет заключить, что Восточно-Камчатская зона заложилась на коре океанического типа и развитие ее происходило в эвгеосинклинальном режиме. Западно-Камчатская зона заложилась на субконтинентальной коре эпимезозойской Охотоморской плиты; регенерация геосинклинального режима осуществилась только в северо-западном блоке, а юго-западную часть следует рассматривать как область незавершенной регенерации или участок кайнозойской Охотоморской плиты.

Таким образом, можно заключить, что Камчатская тектоническая область имеет мозаично-блоковое строение с западным и восточным мегаблоками, отличающимися друг от друга различными по составу и тектонической природе комплексами оснований. В западной зоне с первично континентальной корой комплекса основания продолжается процесс наращивания гранитно-метаморфического слоя и его раскисления, в восточной зоне до настоящего времени протекают процессы переработки океанической коры в континентальную.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П.* Этапы развития Корякско-Анадырской складчатой области в раннемеловую эпоху. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 10, с. 126—135.
- Авдейко Г.П.* Тектонические зоны Камчатки. — Геол. и геоф., 1972, № 4, с. 56—63.
- Авдейко Г.П.* Палеотектонические условия образования вулканогенно-кремнистых формаций и их место в развитии островных дуг. — В кн.: Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974, с. 95—111.
- Авдейко Г.П., Храмов Н.А.* Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969а, с. 133—144.
- Авдейко Г.П., Храмов Н.А.* Петрохимические особенности лав сфилито-кератофировых формаций Камчатки. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1969б, с. 349—351.
- Ажигрей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 363 с.
- Алексеев Э.С., Гундобин В.М., Дарган Е.В.* и др. К вопросу о платообразных Срединного хребта Камчатки. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, вып. 5, с. 144.
- Андиева Т.А.* Результаты статистического изучения простираний магнитных аномалий для Северной Камчатки. — Тр. ВНИГРИ, 1968, вып. 254, с. 199—212.
- Андиева Т.А., Григоренко Ю.Н., Супруненко О.И.* Основные особенности строения осадочного чехла восточной части Охотского моря. — В кн.: Строение, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. — Тр. ВНИГРИ, 1975, вып. 367, с. 82—90.
- Андиева Т.А., Супруненко О.И.* Некоторые особенности геологического строения Кроноцкого района Восточной Камчатки (по геофизическим материалам). — Тр. ВНИГРИ, 1968, вып. 254, с. 213—228.
- Андиева Т.А., Супруненко О.И.* Разломная тектоника Камчатки и сопредельных акваторий. — В кн.: Строение, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. — Тр. ВНИГРИ, 1975, вып. 367, с. 100—114.
- Аносов Г.И.* Сейсмическая модель и глубинное строение системы "Дуга—желоб—океан" в районе южной Камчатки: Автореф.... дис. канд. геол.-минер. наук. Новоалександровск, СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. 22 с.
- Аносов Г.И., Веселов О.В., Павлов Ю.А.* и др. Строение и вещественный состав земной коры Центральной Камчатки. — Сов. геология, 1977, № 7, с. 25—38.
- Апрелков С.Е.* О возрасте и составе алнейской серии Камчатки (по поводу статей Ю.Б. Гладенкова, опубликованных в 1965 г. в "Известиях АН СССР" и трудах ГИН). — Сов. геология, 1966, № 12, с. 135—138.
- Апрелков С.Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 47—61.
- Архангельский А.Д., Шатский Н.С.* Схема тектоники СССР. — Бюл. МОИП, 1933. Отд. геол., т. 2, вып. 4, с. 323—348.
- Балеста С.Т.* Опыт применения точечных сейсмозондирований при изучении строения Авачинского вулкана. — Геол. и геофиз., 1967, № 8, с. 93—97.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К.* Тектоническое развитие Калифорнии в позднем мезозое. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 17—30.
- Белова М.Б., Васильев В.Г., Власов Г.М.* и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М.: Гостехиздат, 1961. 344 с.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
- Белый В.Ф., Иванов В.В., Николаевский А.А.* Складчатая система Корякского Нагорья. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976, с. 149—164.
- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А.* Тектоническая карта Северо-Востока СССР. — В кн.: Тектоника и глубинное строе-

- ние Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, с. 3—28. (Тр. СВКНИИ; Вып. 11).
- Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974, 280 с.
- Богданов А.А.* О термине структурный этаж. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38, вып. 1, с. 3—16.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е.* Об основных структурных элементах земной коры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38, вып. 3, с. 3—32.
- Богданов Н.А.* Стрoение палеозойд запада Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, 1966, № 2, с. 43—56.
- Богданов Н.А.* Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 3—16.
- Бойченко И.Г.* Рельеф дна Карагинского залива. — В кн.: Морские геологические исследования. — Труды ИО АН СССР, 1961, т. 50, с. 3—21.
- Борзунова Г.Н., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Шапиро М.Н.* Палеоген полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 11, с. 102—109.
- Бубнов С.Н.* Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960, 235 с.
- Булин Н.К.* Глубинное строение Камчатки и Курильских островов по сейсмическим данным. — Сов. геология, 1977, № 5, с. 140—148.
- Васильковский Н.П.* Особенности строения и геологическая история североазиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968, с. 9—57.
- Верещагин В.Н., Воронков Ю.С.* Об открытии нижнемеловых отложений на Камчатке. — В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корьякско-Анадырской области. Л.: изд. НИИГА, 1974, с. 79—81.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Попкова М.И.* Неогеновая туфтовая флишеидная формация Курило-Камчатской системы. — Литология и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 110—123.
- Власов Г.М., Ярмолюк В.А.* Структурно-тектонические районы Камчатки. — ДАН СССР, 1959, т. 127, № 1, с. 156—158.
- Власов Г.М., Ярмолюк В.А., Жегалов Ю.В.* Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки. — Сов. геология, 1963, № 6, с. 32—50.
- Воробьев В.М.* Аномальное магнитное поле Западной части Алеутской островной дуги и прилегающих акваторий Берингова моря и Тихого океана. — В кн.: Геомангнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, 1975, с. 82—90.
- Воронков Ю.С.* Тектоническое строение западной Камчатки и прилегающего шельфа Охотского моря. — В кн.: Строение, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. Тр. ВНИГРИ, 1975, вып. 367, с. 1—99.
- Воронков Ю.С., Сафронov П.Н.* Локальные структуры Западной Камчатки. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР. Труды ВНИГРИ, 1972, вып. 309, с. 109—117.
- Вялов О.С.* Схема тектонического районирования Камчатки. — ДАН УССР, 1952, № 6, с. 1231—1233.
- Гамильтон Е.И.* Прикладная геохронология. Л.: Недра, 1968, 156 с.
- Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Чемеков Ю.Ф.* Геоструктурная классификация шельфов. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975, с. 24—29.
- Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса /Гл. ред. Л.И. Красный. М.: изд. ГУГИК, Мин-ва геол. СССР, 1964.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. 516 с.
- Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 733 с.
- Геологические формации. Материалы к совещанию. Л., 1968. 156 с.
- Герман Л.Л.* Метаморфические породы гранулитовой фации в Ганальском хребте Камчатки. — ДАН СССР, 1973, т. 209, № 3, с. 680—682.
- Герман Л.Л.* Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки. — Сов. геология, 1975, № 7, с. 118—126.
- Гершанович Д.Е., Котенев Б.Н.* Океанологические исследования з/с "Жемчуг" в зоне материкового склона. — Океанология, 1964, № 4, с. 729—731.
- Гнибиденко Г.С.* Геология и глубинное строение Сахалина, Курильских островов и Камчатки. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 13—25. (Тр. СахКНИИ; Вып. 33).

- Гнибиденко Г.С., Горбачев С.З., Лебедев М.М.* и др. Складчатая система Камчатки. — В кн.: Стрoение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976, с. 165—189.
- Гнибиденко Г.С., Мараханов В.И.* О структуре Восточно-Камчатского антиклинария. — ДАН СССР, 1973, т. 210, № 4, с. 907—910.
- Григоренко Ю.Н., Берсон Г.Л., Драновский Я.А., Смирнов В.Н.* Основные типы формаций Корякско-Камчатского региона. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР, Тр. ВНИГРИ, 1972, вып. 309, с. 9—20.
- Горбачев С.З., Лебедев М.М., Апрельков С.Е.* и др. Очерк тектоники Камчатки. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972, с. 162—174.
- Горбачев С.З., Лебедев М.М., Ястремский Ю.М.* и др. О взаимоотношении пород терригенно-осадочного и метаморфического комплексов Среднего хребта Камчатки. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 19—21.
- Горячев А.Е.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.
- Гузиев И.С.* Щелочная оливин-базальтовая формация Западной Камчатки. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. Тр. ИВ СО АН СССР, 1967, вып. 24, с. 126—144.
- Деали М.Ф.* К познанию геологического строения восточного побережья полуострова Камчатки между рекой Камчатка и рекой Карага. М.: ГОНТИ, 1936. 268 с. (Тр. НГРИ; Вып. 82. Сер. А).
- Деали М.Ф.* Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 268 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 16).
- Декин Г.П., Зубин М.И.* Рельеф основных поверхностей раздела земной коры Камчатки. — В кн.: Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1976. с. 44—55.
- Дмитриенко Н.К.* Соотношение фаций в вулканогенно-кремнистых отложениях Камчатки. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 159—171.
- Долматов Б.К., Мельникова С.А., Стефанов Ю.М.* Мезозой острова Каргинского (Восточная Камчатка). — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 5, с. 1117—1119.
- Долматов Б.К., Хотин М.Ю.* Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский мыс. — Сов. геология, 1969, № 7, с. 86—96.
- Дьяков Б.Ф.* Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 255 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 14).
- Дьяков Б.Ф., Тимофеев Б.В.* О возрасте метаморфических пород Камчатки. — Тр. ВНИГРИ. Новая сер., 1956, вып. 95, № 2, с. 165—170.
- Дюфур М.С., Попова В.А., Кривец Т.Н.* Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. 128 с.
- Егизаров Б.Х., Дундо О.П., Аникеева Л.И.* и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 343 с.
- Егоров А.Е., Евсеев В.Ф., Егоров М.Г., Подзорова Д.И.* Стратиграфия и состав метаморфических комплексов Сахалина. — В кн.: Метаморфические комплексы Сахалина, Южно-Сахалинск, 1969, с. 19—41. (Тр. СахКНИИ; Вып. 22).
- Ермаков Б.В., Супруненко О.Н.* Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области. — Сов. геология, 1975, № 12, с. 53—65.
- Ермолаев М.М.* Комплексное исследование шельфов и береговой зоны. — В кн.: Материалы V съезда Географического общества Союза ССР. Л., 1970, с. 3—15.
- Затонский Л.К., Канаев К.Ф., Удинцев Г.Б.* Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961, № 3, с. 124—136.
- Ильин А.В.* Рельеф дна Камчатского залива. — В кн.: Морские геологические исследования. — Тр. ИО АН СССР, 1961, т. 50, с. 21—29.
- Канаев В.Ф.* Рельеф дна Кроноцкого залива. — В кн.: Комплексные исследования Северо-Курильского и Кроноцкого районов. — Тр. ИО АН СССР, 1959, т. 36, с. 5—21.
- Канаев В.Ф., Ларина Н.И.* Подводный рельеф Северо-Курильского района. — В кн.: Комплексные исследования Северо-Курильского и Кроноцкого районов. Тр. ИО АН СССР, 1959, т. 36, с. 158—169.
- Книг Ф.* Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 269 с.

- Кондорская И.В., Тихонов В.И.* К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды. — ДАН СССР, 1960, т. 130, № 1, с. 146—149.
- Коноваленко А.А.* Терминология и вопросы систематики глубинных разломов. — В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974, с. 30—40.
- Корженевский Б.А.* Некоторые новые данные по геологии северной части Срединного Камчатского хребта. — ДАН СССР, 1962, т. 142, № 5, с. 1143—1145.
- Корсаков О.Д., Милашина К.Г., Шкурко М.Д., Юнов А.Ю.* Результаты сейсмических исследований на морском продолжении Тигильского поднятия (Западная Камчатка). — Нефтегаз. геол. и геофиз., 1968, № 7, с. 20—25.
- Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
- Косыгин Ю.А.* Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.
- Косыгин Ю.А.* Основы тектонического районирования. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, с. 8—24.
- Косыгин Ю.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С.* и др. Шовные зоны как особый тип глубинных разломов (на примере Карагинско-Пахагинской шовной зоны Восточной Камчатки). — ДАН СССР, 1972, т. 207, № 3, с. 683—685.
- Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М., Врублевский А.А.* и др. Главные системы разломов Дальнего Востока и их природа. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 54—65.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 365 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 134).
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
- Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 57—69.
- Лебедев М.М.* Два типа метаморфических зон и их взаимоотношения (на примере Камчатки). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 98—104.
- Лебедев М.М., Бондаренко В.Н.* К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. — Сов. геология, 1962, № 11, с. 98—105.
- Лебедев М.М., Тарарин И.А.* Метаморфические зоны Камчатки как пример метаморфических образований внутренних частей Тихоокеанского пояса. — В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 125—128.
- Лебедев М.М., Ястремский Ю.М., Гузев И.С.* О природе гранито-гнейсовых куполов Срединной Камчатской метаморфической зоны. — В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Новоалександровск, 1970, с. 34—49. (Тр. СахКНИИ; Вып. 25).
- Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит: (Источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Наука, 1977, с. 137—169.
- Леглер В.А.* Новейшие разломы и горизонтальные тектонические движения Восточной Камчатки. — Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1978. 24 с.
- Лившиц М.Х., Журавлев А.В., Балабоко Н.С.* Основные особенности структурного плана и характера изменения мощностей слоистых образований вдоль Трансохотского профиля МОВ. — Морская геол. и геофиз., 1972, № 3, с. 22—31.
- Луцкина Н.В.* Гипербазиты Восточной Камчатки. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968, с. 142—144.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971, 134 с.
- Мараханов В.И.* Метаморфиды — формация орогенной стадии развития геосинклиналей (на примерах Хоккайдо, Сахалина и Камчатки). — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, вып. 8, с. 40—42.
- Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П.* Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967. 224 с. (Тр. ГИН; Вып. 168).
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю.* Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка). — Геотектоника, 1972, № 4, с. 99—108.

- 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.
- Маркова Н.Г., Павленко А.С.* О вулканоплутонической ассоциации орогенного этапа развития Монголо-Алтайской зоны палеозой. — ДАН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 174—177.
- Милашин А.П.* О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отраженных волн. ДАН СССР. 1967, т. 177, № 6, с. 1419—1423.
- Мокроусов В.П.* Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ южной части Срединного хребта полуострова Камчатки. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1959, т. 35, вып. 2, с. 175—183.
- Муратов М.В.* Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. — В кн.: Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964, с. 39—57.
- Несвит Д.С.* Геология и нефтегазоносность Ильпинского полуострова на восточном побережье Камчатки. — Тр. ВНИГРИ, 1968, вып. 254, с. 115—144.
- Николаевский А.А.* Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 137—148.
- Николаевский А.А.* Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1968, 183 с.
- Обузн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 302 с.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Ваксеевская А.А., Огородова А.С.* Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972, 191 с.
- Павлов Ю.А.* Аномалии силы тяжести, строение земной коры и верхней мантии зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. М.: Наука, 1978, 198 с.
- Павлов Ю.А., Портнягина П.В.* Об изоэласти земной коры на Камчатке. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, Владивосток, 1975, с. 130—136.
- Павлов Ю.А., Семакин В.П.* Соотношение новейшей структуры со строением земной коры средней и южной Камчатки. — В кн.: Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 133—142.
- Павлов Ю.А., Юнов Ю.А.* О мощности земной коры на Камчатке. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 194—196.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Петров В.С., Цикунов А.Г., Пронин А.А.* Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций Валагинского хребта. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966, с. 15—24. (Тр. ИВ СО АН СССР; Вып. 23).
- Петрушевский Б.А.* Вопросы геологической истории и тектоники Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 300 с.
- Плешаков И.Б.* Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. — Проблемы сов. геологии, 1938, № 6, с. 31—45.
- Потальев С.В.* Рекогносцировочные исследования ГСЗ на Западной Камчатке. — Тр. СахКНИИ. Геоф. сб. № 5, 1974, вып. 37, с. 29—48.
- Потальев С.В., Иванов А.В., Мараханов В.И.* Структура вулканогенно-осадочного слоя Западной Камчатки по сейсмическим данным. — Геол. и геофиз., 1975, № 6, с. 47—59.
- Потальев С.В., Мараханов В.И.* О глубинном строении Восточной Камчатки и структуре хребта Кумроч. — ДАН СССР, 1974, т. 215, № 4, с. 965—968.
- Потальев С.В., Мараханов В.И.* Структурные взаимоотношения Малкинского и Ганальского горст-антиклинориев. — Геол. и геофиз., 1977, № 3, с. 129—134.
- Потальев С.В., Спирина Е.Е., Петров А.В., Мараханов В.И.* Экспериментальные исследования по разработке авиасейсмического способа и результаты его опробования в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: ВИНТИ, 1976. 160 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 234).
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Шмидт О.А.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 83—94.
- Ривовш Л.А.* Некоторые геофизические данные о глубинном геологическом строении Центральной Камчатской депрессии. — Сов. геология, 1963, № 2, с. 17—24.

- Ривов Л.А.* Геомагнитная характеристика главных тектонических структур востока СССР переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего. — Геол. и геофиз., 1964, № 5, с. 38—51.
- Ризниченко Ю.В., Косминская И.П.* О природе слоистости земной коры и верхней мантии. — ДАН СССР, 1963, т. 153, № 2, с. 323—325.
- Родников А.Г., Хаин В.Е.* Проблема направленности развития земной коры в север-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в свете данных глубинного строения) — Геотектоника, 1971, № 3, с. 16—32.
- Розин М.И., Колесников Д.И.* Связь новейшего вулканизма и тектоники в Восточно-Камчатской и Курильской зонах. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 108—120.
- Ротман В.К.* О некоторых особенностях геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций в свете современных данных. — ДАН СССР, 1961, т. 140, № 2, с. 80—82.
- Ротман В.К.* Блоковое строение и металлогения вулканических дуг Восточной Азии. — Сов. геология, 1978, № 8, с. 125—130.
- Ротман В.К., Марковский Б.А.* Основные черты геосинклинального магматизма Камчатки. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968, с. 137—139.
- Русакое И.М., Трухалев А.И.* Находка триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и ее значение. — ДАН СССР, 1962, т. 145, № 12, с. 394—395.
- Салин Ю.С.* Зоогеография миоцена Камчатки и вулканизм Срединного хребта. — ДАН СССР, 1964, т. 155, № 5, с. 1078—1081.
- Саттон Дж.* Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 24—48.
- Святловский А.Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 219 с.
- Севостьянов К.М.* Об одном глубинном разломе на Дальнем Востоке. — Геол. и геофиз., 1969, № 6, с. 108—112.
- Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
- Сиверцева И.А.* О пермской флоре Камчатки. — Вестн. ЛГУ, 1975, № 18, с. 141—145.
- Синицын В.М.* Силь. Л.: Недра, 1972. 167 с.
- Смирнов В.Н.* К проблеме нефтегазоносности меловых отложений кайнозойских бассейнов Корякско-Камчатского региона. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР. Тр. ВНИГРИ, 1972, вып. 309, с. 67—76.
- Смирнов Л.М.* Тектоника Западной Камчатки. — Геотектоника, 1971, № 3, с. 104—118.
- Соболевская В.Н.* Об этапах тектонического развития оградненных эпипалеозойских плит. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965, с. 207—216.
- Соловьев В.А.* Тектоника континентов. Хабаровск, 1975. 366 с.
- Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С.* и др. Тектоническая терминология зоны перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры. — В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974, с. 5—16.
- Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г.* Особенности глубинного строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. — Сов. геология, 1963, № 3, с. 113—123.
- Спижарский Т.Н.* Обзорные тектонические карты СССР. Л.: Недра, 1973, 240 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 306 с.
- Супруненко О.И.* О происхождении восточных полуостровов Камчатки по региональным геофизическим данным. — ДАН СССР, 1971, т. 199, № 4, с. 901—904.
- Супруненко О.И.* О связи структурных элементов Восточной Камчатки и ложа Тихого океана. — ДАН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 186—188.
- Супруненко О.И.* О времени заложения и оформления Курило-Камчатского глубоководного желоба. — ДАН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1207—1208.
- Супруненко О.И., Декин Г.П.* Субширотные разломы Восточной Камчатки. — ДАН СССР, 1968а, т. 180, № 6, с. 1442—1445.
- Супруненко О.И., Декин Г.П.* Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. — ДАН СССР, т. 181, 1968б, № 4, с. 956—959.
- Супруненко О.И., Шварц Я.Б.* Результаты сейсморазведочных исследований КМПВ в Большерецкой впадине

- не (Западная Камчатка). — Сов. геология, 1967, № 3, с. 122—125.
- Тарарин И.А.* Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 3, с. 677—680.
- Тарасенко Т.В.* Новые данные о постепенных переходах между верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями в Олюторском прогибе (Камчатская обл.). — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1970, вып. 6, с. 108—112.
- Тарасенко Т.В.* Структурно-формационные зоны и размещение полезных ископаемых Камчатской области. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья и Камчатки. Тр. ВЗПИ, 1971, вып. 68, с. 3—13.
- Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я.* Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни Какыйнэ (Корякское нагорье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 139—146.
- Тектоника Евразии: (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-б 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника континентов и океанов: (Терминологический справочник). Хабаровск, 1976. 757 с.
- Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000 /Гл. ред. А.Л. Яншин. М.: изд. ГУГК, Мин-во геол. СССР, 1966.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. (Объяснительная записка). М.: Госгеолтехиздат, 1957. 79 с.
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А.* Тектоника Северо-Востока СССР: (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1 : 2 500 000). — Тр. СВКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 23. 79 с.
- Тихонов В.И.* Схема тектоники южной части полуострова Камчатки. — ДАН СССР, 1959, т. 127, № 1, с. 163—165.
- Тихонов В.И.* Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—27.
- Тихонов В.И., Ривов Л.А.* Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 59—67.
- Тихонов В.И., Удинцев Г.Б.* К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов. — ДАН СССР, 1960, т. 130, № 3, с. 603—606.
- Тулина Ю.В., Зверев С.М., Красильщикова Г.А.* Земная кора и верхи мантии в области фокальной зоны у Восточной Камчатки. — В кн.: Сейсмические свойства границы Мохововича. М.: Наука, 1972, с. 66—79.
- Удинцев Г.Б.* Происхождение рельефа дна Охотского моря. — Тр. ИО АН СССР, 1955, т. 13, с. 5—15.
- Удинцев Г.Б.* Геоморфологическая карта дна Охотского моря. Масштаб 1 : 2 000 000. М.: изд. ИО АН СССР, 1957а.
- Удинцев Г.Б.* Рельеф дна Охотского моря. Тр. ИО АН СССР, т. 22, 1957б, с. 3—76.
- Удинцев Г.Б.* Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. — Океанология, 1961, т. 1, вып. 3, с. 456—465.
- Удинцев Г.Б.* Тихий океан, т. 5. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972, с. 263—303.
- Удинцев Г.Б., Бойченко И.Ф., Канаев В.Ф.* Рельеф дна Берингова моря. — В кн.: Географическая характеристика Берингова моря. — Тр. ИО АН СССР, 1959, т. 29, с. 17—63.
- Утнасин В.К.* Сейсмические модели и глубинное строение земной коры района Ключевской группы вулканов: Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974, 31 с.
- Утнасин В.К., Балеста С.Т., Аносов Г.И.* Глубинная структура Центральной Камчатки по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Изд. ВИНТИ, 1972. 57 с.
- Утнасин В.К., Балеста С.Т., Аносов Г.И.* Особенности глубинного строения различных геоструктурных зон Камчатки. — Сов. геология, 1975, № 2, с. 67—80.
- Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И.* Магматизм юго-восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965. 151 с.
- Фирсов Л.В.* Об абсолютном возрасте метаморфических пород Северо-Востока СССР и проявлениях повторного метаморфизма. — ДАН СССР, 1962, т. 143, № 1, с. 204—206.
- Фирсов Л.В.* Позднемезозойский магматизм Срединного хребта Камчатки и связанный с ним повторный

- метаморфизм древних формаций. — Геол. и геофиз., 1964, № 3, с. 89—97.
- Фрих-Хар Д.И.** Некоторые вопросы, связанные с изучением кайнозойских вулканических толщ Центральной, Юго-Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 27—37.
- Хаин В.Е.** Общая геотектоника. М.: Недра, 1964а. 479 с.
- Хаин В.Е.** Складчатые сооружения и основные элементы их строения. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1964б, № 1, с. 3—17.
- Хаин В.Е.** Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Херасков Н.П.** Тектоника и формации. — В кн.: Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с. 375—401.
- Хотин М.Ю.** Вулканогенно-кремнистые формации Восточной Камчатки. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968, с. 139—141.
- Храмов Н.А., Салин Ю.С.** Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966, с. 28—49. (Тр. ИВ СО АН СССР; Вып. 23).
- Храмов Н.А., Флоренский И.В., Лебедев М.М.** Миоценовые метаморфические породы о. Карагинского. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 27—28.
- Чемехов Ю.Ф.** О четвертичной истории Охотского моря. — Изв. ВГО, 1957, № 3, с. 204—220.
- Шанцер А.Е.** О вулканогенной и терригенной формациях мелового (?) возраста Восточного хребта Камчатки. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966, с. 10—14.
- Шапиро М.Н.** Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 123 с.
- Шатский Н.С.** Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. — М.: изд. МОИП, 1945. 132 с.
- Шатский Н.С.** Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
- Шимарев В.Н.** Тектоническое строение восточной части Охотского моря. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: изд. НИИГА, 1971, с. 55—57.
- Штейнберг Г.С.** Строение земной коры вулканических районов Камчатки по геофизическим данным. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968, с. 212—219.
- Шутов В.Д.** Классификация песчаников. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5, с. 86—103.
- Щербakov А.В.** Два геологических прересечения полуострова Камчатки. Камчатская комплексная экспедиция АН СССР, 1934—1935 гг. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 120 с.
- Юнов А.Ю.** Новый вариант глубинного геологического строения дна Охотского моря. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 4, с. 893—896.
- Юнов А.Ю.** Соотношение структурных элементов континента и переходной зоны на примере дальневосточных морей. — Морская геол. и геофиз., 1972, № 3, с. 32—40.
- Юнов А.Ю.** Общие черты тектоники эпигерцинских плит континентов и эпимезозойских плит континентальных окраин Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974, с. 17—29.
- Яншин А.Л.** Особенности строения и развития молодых платформ, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965, с. 7—18.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
<i>Глава I</i>	
ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ КАМЧАТ- СКОГО ПОЛУОСТРОВА	5
<i>Глава II</i>	
МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	9
Основные методические приемы районирования	10
Принятая терминология	11
<i>Глава III</i>	
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	12
Суша Камчатского полуострова с островами северной группы Большой Курильской гряды	12
Прибрежные участки дна Охотского, Берингова морей и Тихого океана	14
<i>Глава IV</i>	
ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ	16
Вводные замечания	16
Стратиграфия	19
Магматизм и метаморфизм	27
Особенности геологического разреза	37
<i>Глава V</i>	
ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	38
Магнитное поле	38
Гравитационное поле	41
Сейсмические исследования	43
Особенности строения земной коры	46
<i>Глава VI</i>	
ФОРМАЦИИ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ	49
Предпосылки и теоретические аспекты формационного анализа	49
Положение в разрезе формаций и формационных комплексов	50
<i>Глава VII</i>	
СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	53
Структурные элементы Западно-Камчатской структурно-формационной зоны	53
Структурные элементы Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны	62
Комплекс основания	72
Тектоническая природа шельфа	76
Эволюция геосинклинали	77
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	79
ЛИТЕРАТУРА	80

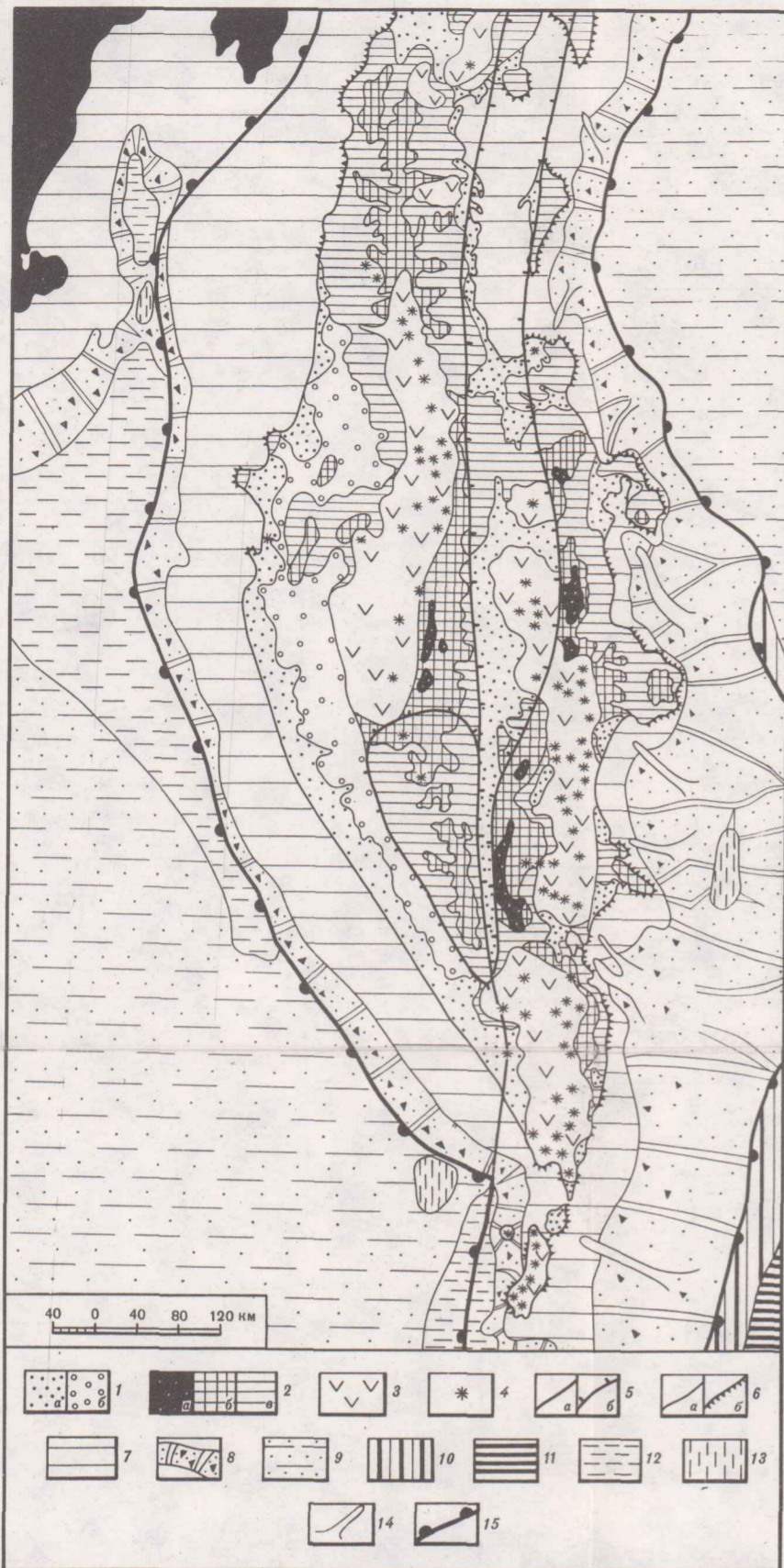


Рис. 1. Геоморфологическая схема Камчатского полуострова и дна прилегающих акваторий

Суша. 1 — равнинный рельеф: а — аккумулятивные морские, лагуно-морские и континентальные равнины, б — денудационные равнины; 2 — горный рельеф — денудационно-тектонический: а — высокогорный, б — среднегорный, а — низкогорный; 3 — денудационно-вулканический и вулканический типы рельефа; 4 — вулканы; 5 — границы районов активных тектонических движений; а — опусканий, б — поднятий; 6 — берега: а — аккумулятивные, б — абразионные. Дно морей и океана. 7 — шельф (затопленные субмаринные равнины, обработанные волновыми процессами); 8 — континентальный склон; 9 — аккумулятивные равнины моря и глубоководной котловины; 10 — глубоководный желоб; 11 — ложе океана; подводные формы рельефа: 12 — впадины, 13 — поднятия, 14 — долины; 15 — области активизации тектонических движений в акваториях и границы Камчатской тектонической области

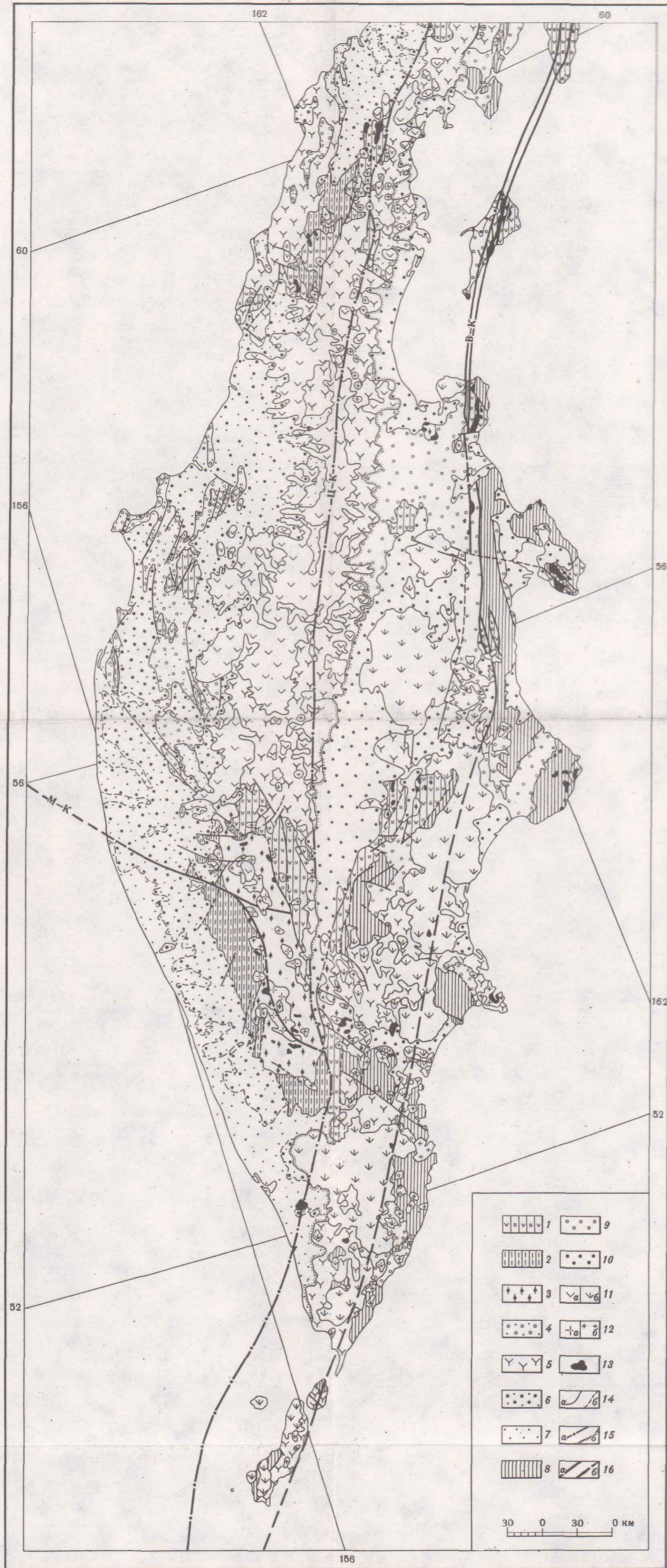


Рис. 9. Структурно-формационная схема Камчатской тектонической области

Формации: 1 — аспидная и кремнисто-вулканогенная — меловая в Западно- и мел-миоценовая в Восточно-Камчатской зонах, 2 — флишевая меловая в Западно-Камчатской зоне, 3 — метаморфид мезозойско-кайнозойская в Западно- и Восточно-Камчатской зонах, 4 — молассовая (нижняя) палеоген-миоценовая в Западно-Камчатской зоне, 5 — наземная вулканогенная олигоцен-плиоценовая смешанного состава в Западно- и Восточно-Камчатской зонах, 6 — молассовая (верхняя) миоцен-четвертичная в Западно-Камчатской зоне, 7 — рыхлые четвертичные отложения неотектонических впадин в Западно-Камчатской зоне, 8 — флишевая верхнемеловая миоценовая в Восточно-Камчатской зоне, 9 — молассовая (нижняя) миоцен-плиоценовая в Восточно-Камчатской зоне, 10 — молассовая (верхняя) плиоцен-четвертичная в Восточно-Камчатской зоне, 11 — наземная вулканогенная четвертичная: а — в Западно- и Восточно-Камчатской зонах, 12 — габбро-плагиогранитная верхнемеловая — палеогеновая в Западно- (а) и габбро-диорит-гранодиоритовая неогеновая в Восточно-Камчатской (б) зонах, 13 — офиолитовая меловая в Западно- и верхнемеловая — миоценовая в Восточно-Камчатской зонах; границы: 14а — межформационные, 14б — внутрiformационные, 15 — между Западно- и Восточно-Камчатской структурно-формационными зонами (а — дизъюнктивная, б — взаимного перекрытия формаций различных зон); 16 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые (М-К — Магадано-Крутогоровский, Ц-К — Центрально-Камчатский, В-К — Восточно-Камчатский)

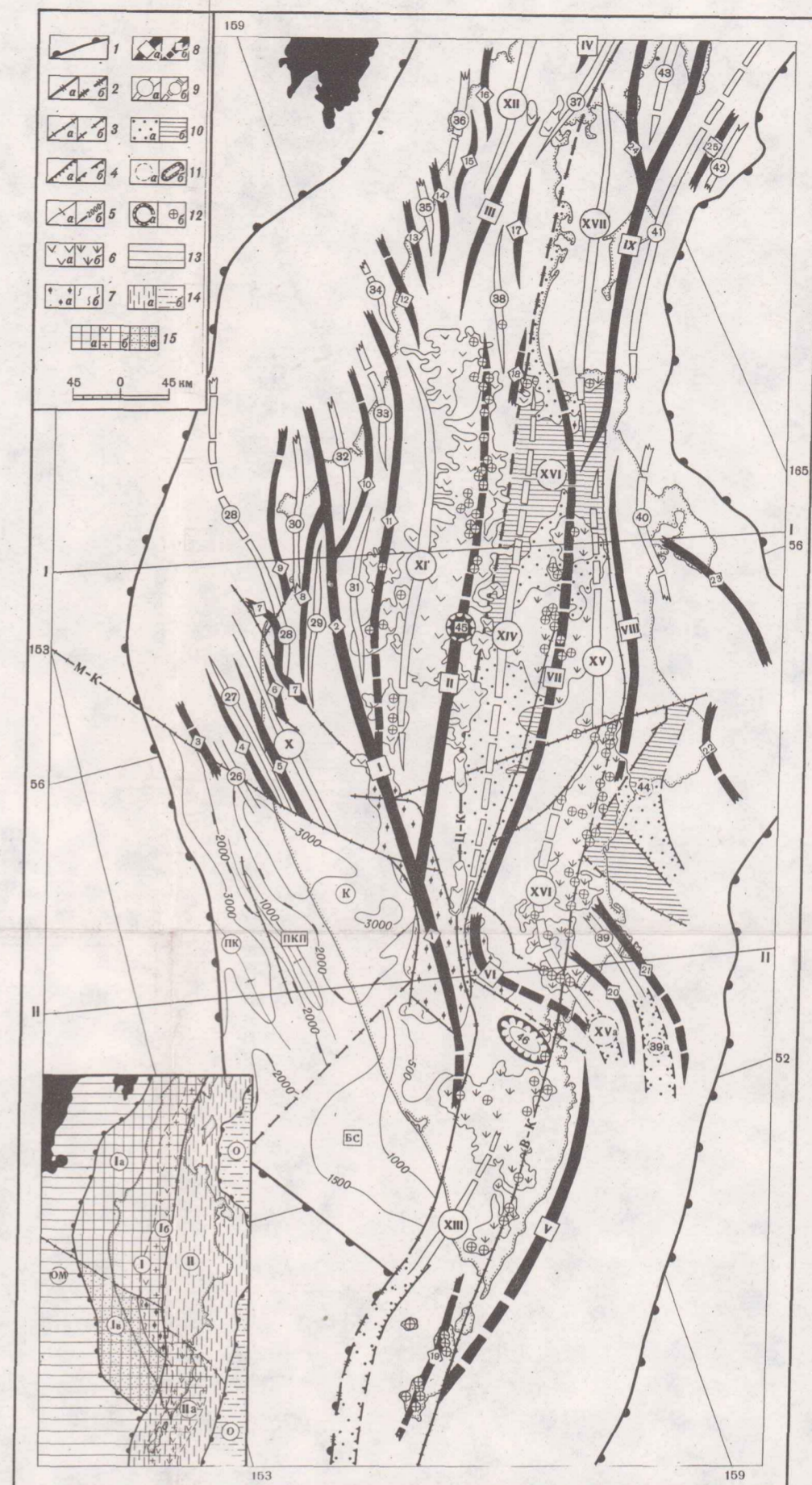


Рис. 11. Схема структурного районирования Камчатской тектонической области

Границы: 1 — тектонической области, 2 — Западно- и Восточно-Камчатской структурно-формационных зон: а — достоверная, б — предполагаемая; 3 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые (М-К — Магадано-Крутогоровский, Ц-К — Центрально-Камчатский, В-К — Восточно-Камчатский); 4 — дизъюнктивные ограничения грабенов: а — достоверные, б — предполагаемые; 5 — оси структур (а), изолинии равных мощностей, м (б); 6 — четвертичные вулканические покровы: а — в Западно-Камчатской, б — в Восточно-Камчатской структурно-формационных зонах; 7 — поля развития метаморфических пород в юго-западном блоке: а — кристаллический, б — складчатый комплекс основания кайнозойской Охотоморской плиты; 8 — антиклинории и антиклинальные зоны: а — достоверно установленные, б — предполагаемые, погрешенные; 9 — синклинории и синклинальные зоны: а — достоверно установленные, б — предполагаемые, погрешенные; 10 — отложения современных впадин: а — четвертичные, б — миоцен-четвертичные; 11 — современные грабены (а), дочетвертичные вулкано-тектонические депрессии (б); 12 — вулкано-тектонические поднятия (а), вулканические аппараты (б). Знаки на врезке: 13 — площадь эпимезозойской Охотоморской плиты (ОМ); 14а — Восточно-Камчатская структурно-формационная зона (II); 14б — участок эпимезозойской Охотоморской плиты, вовлеченный в регенерацию; 14в — океаническая плита (О); 15 — Западно-Камчатская структурно-формационная зона (I): а, б — участки завершенной регенерации геосинклиналичного режима в краевой части эпимезозойской Охотоморской плиты, в — участок незавершенной регенерации геосинклиналичного режима. 1а — северо-западный блок, 1б — Центрально-Камчатский район, 1в — юго-западный блок (кайнозойская Охотоморская плита)

Цифрами и буквами в кружках, квадратах и ромбах обозначены номера структурных элементов: большие кружки и квадраты — структурные элементы второго порядка, малые кружки и ромбы — элементы третьего порядка

Структурные элементы: I — Тигильско-Малкинский антиклинорий: 1 — Малкинский горст, 2 — Тигильское поднятие; антиклинальные зоны: 3 — Западная, 4 — Крутогоровская, 5 — Сайчическая, 6 — Солончая, 7 — Морощенная, 8 — Амбонская, 9 — Хайрюзовская, 10 — Хромовская, 11 — Воямпольская; II — Срединный антиклинорий; III — Лесновский антиклинорий; антиклинальные зоны: 12 — Кахтанская, 13 — Гнунаваяская, 14 — Подкагерная, 15 — Шаманская, 16 — Ткамраваяская, 17 — Осорская, 18 — Ламутская; IV — Вывникийский антиклинорий; V — Южно-Камчатский антиклинорий: 19 — Парамуширская антиклинальная зона; VI — Ганальский горст-антиклинорий; антиклинальные зоны: 20 — Нальчевская, 21 — Шипунская; VII — Восточно-Камчатский антиклинорий; VIII — Прибрежный антиклинорий; антиклинальные зоны: 22 — Кроноцкая, 23 — Усть-Камчатская; IX — Озерновско-Карагинский антиклинорий; антиклинальные зоны: 24 — Ильинская, 25 — поднятие Конечное; X — Ичинский синклинорий; синклинальные зоны: 26 — Колпаковская, 27 — Облуковская, 28 — Каваявская, 29 — Альчинская, 30 — Кавранская, 31 — Рассошинская, 32 — Чернореченская, 33 — Этолпская; XI — Паланский синклинорий; XII — Пятибратская синклинальная зона; XIII — Пусторский синклинорий; синклинальные зоны: 34 — Тевинская, 35 — Конусная, 36 — Северо-Кичигинская, 37 — Южно-Кичигинская, 38 — Промежуточная, 39а — Промежуточная морская; XIV — Гольгинский прогиб; XV — Центрально-Камчатский грабен-синклинорий; XVI — Восточно-Камчатский синклинорий; XVII — Прибрежный грабен; XVIII — Центрально-Камчатский грабен; XIX — прогиб пролива Литке; синклинальные зоны: 40 — Лагунная, 41 — Восточная, 42 — Крайняя, 43 — Корфская, 44 — грабен Кроноцкий

Вулкано-тектонические структурные элементы: 45 — купол Анавайский, 46 — депрессия Начикская; К — Колпаковская впадина, ПКП — Прикамчатское поднятие, ПК — Прикамчатский прогиб, БС — Большерецко-Соболевский выступ
Обозначение разломов см. на рис. 9

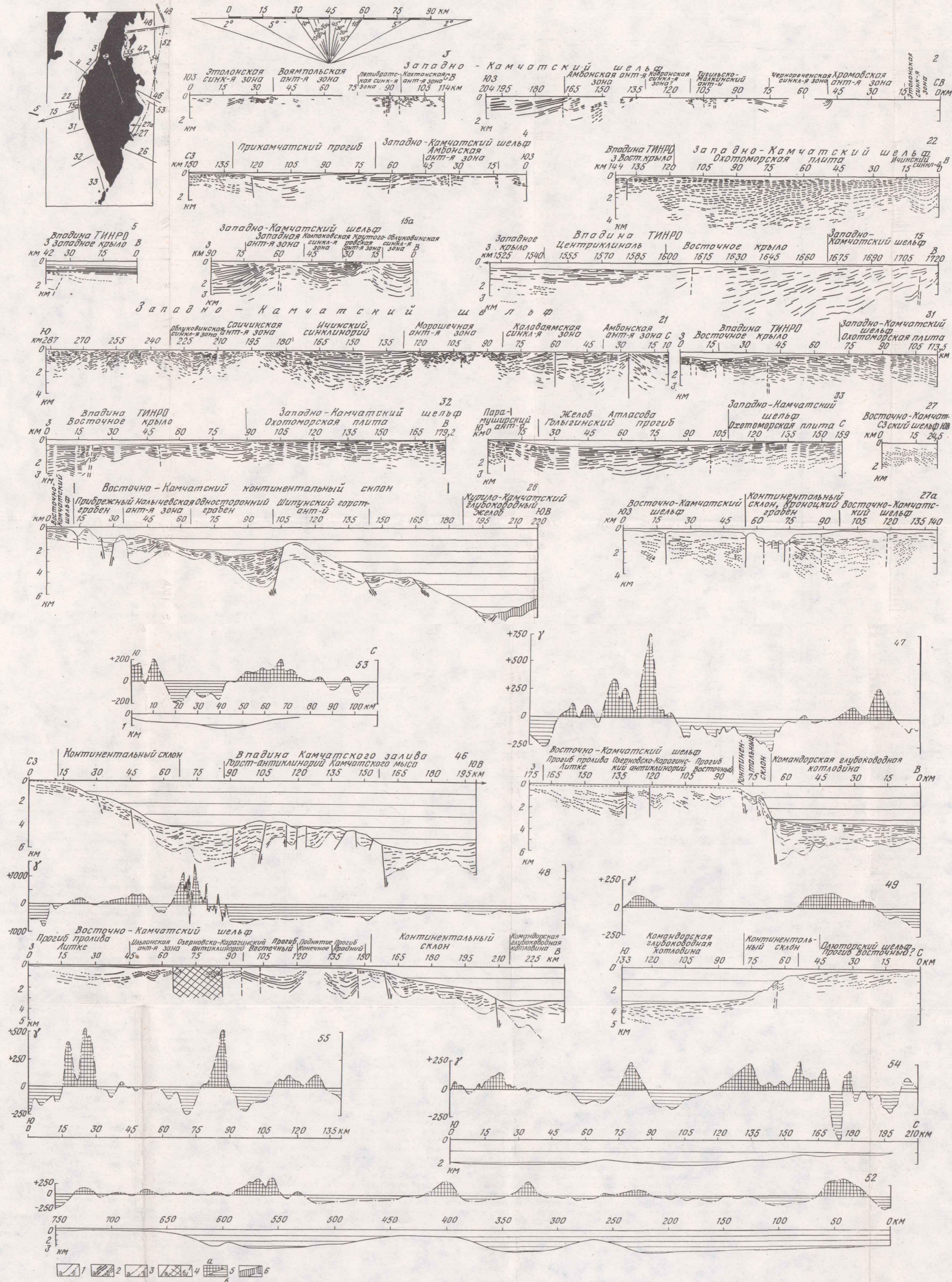


Рис. 12. Разрезы морского сейсмопрофилирования

1 — дно моря: а — по сейсмическим данным, б — по батиметрическим данным морских карт; 2 — отражающие границы: а — уверенные, б — неуверенные; 3 — кровля акустического основания: а — уверенная, б — неуверенная; 4 — линии и зоны разрывных нарушений: а — уверенные, б — предполагаемые; 5 — графики ΔT : а — положительные, б — отрицательные; 6 — акустически прозрачный слой

На врезке — положение сейсмических (сплошные линии) и гидромагнитных (штрих-пунктирные линии) профилей

3683



1 р. 20 к.

3683

4