

УДК 441.248.1; 551.263.037

ШАНЦЕР А. Е., ШАПИРО М. Н.

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН КАМЧАТКИ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Интенсивный вулканизм в пределах современной территории Камчатки не прекращался с верхнемелового времени, хотя локализация вулканических центров, условия вулканизма и состав его продуктов изменялись весьма существенно. Поскольку вулканизм является одним из наиболее важных показателей тектонического режима, его эволюция, сопоставленная с развитием интрузивного магматизма, осадочных формаций и тектонических структур, позволяет наметить основные рубежи в геологической истории Камчатки и создать предпосылки для геодинамических построений.

В настоящее время вулканогенные толщи на Камчатке выделяются в следующих возрастных интервалах: сантон-кампанском, маастрихт-датском, палеоцен-эоценовом, олигоцен-миоценовом и плиоцен-четвертичном [7, 8, 13, 25, 26, 28]. Схема сопоставления вулканогенных толщ показана в таблице.

Вулканические зоны изображены в виде палеогеографических схем (рис. 1). Каждая из них является лишь суммарным отображением максимальных ареалов распространения вулканитов для соответствующих стратиграфических интервалов.

Для большей части кайнозоя устанавливается «островодужный» состав вулканитов, что признается всеми исследователями. В связи с этим петрохимия их здесь не рассматривается. Оценка позднемеловых и раннепалеогеновых тектонических режимов по составу вулканитов менее определена: они сравниваются либо с океаническими режимами, либо с режимами островных дуг [20, 24]. Имеющиеся петрохимические данные по меловым и раннепалеогеновым вулканитам позволяют в какой-то степени оценить правомерность таких сопоставлений. Для этого нами используется диаграмма K/Ti в форме, предложенной Б. Г. Лутцем [15], и графики дискриминантных функций, предложенные Дж. Пирсом [33]. Эти методы в принципе позволяют разделить типичные базальтоиды островных дуг и внутриокеанические эффузивы. Подчеркнем, однако, что петрохимический состав не является критерием, однозначно определяющим тектоническую позицию вулканитов; он должен рассматриваться в ряду других, в первую очередь, геологических признаков.

Сантон-кампанские вулканические ассоциации изучены в районах Восточной, Центральной и Северной Камчатки [6, 9, 19, 5, 20] (см. таблицу и рис. 1, а). Выделяются два типа разрезов вулканогенно-осадочных толщ. В первом значительную роль играют базальты и грубообломочные туфы основного и среднего состава, типичны ультраосновные эффузивы и туфы [21, 31]. Такие разрезы характерны для Восточной Камчатки, за исключением южной части Валагинского хребта, и для восточных склонов Срединного хребта. Во втором типе разрезов преобладают тонкообломочные туфы и глинисто-кремнистые породы. Такие разрезы типичны для Западной Камчатки и юга Валагинского хребта.

Схема сопоставления вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Камчатки

Возраст	Южная Камчатка и южная часть Среднего хребта	Хребты Валагинский, Тумрок и Кумрок	Полуострова Кроноцкий и Камчатский	Западная Камчатка и северная часть Среднего хребта	о. Карагинский
Плиоцен	Алнейская серия (частично)	Шапинская свита и тумрокский комплекс	—	Кахтунская свита, крерукский комплекс	—
Олигоцен—миоцен	Паратунская свита, вилучинская свита (верхняя часть)	—	—	Кавалинская свита, «березовская» свита (частично), аналоги корфовской серии, свита р. Поворотной	—
Палеоцен—эоцен	Черепановская свита	—	Столбовская серия, кроноцкая серия	Кинкильская свита	Свита мыса Тонс
Маастрихт—даний	Кирганинская свита	Темнореченская, хапицкая и ветловская свиты	—	Туфогенная толща на р. Белой	Хынхлонайская и ветловская свиты
Сантон—кампан	Ирунейская свита	Валагинская серия	Африканская серия, свита мыса Каменистого	Ирунейская свита	Таянальская свита

По-видимому, в сантон-кампанское время на месте Камчатки существовал обширный морской бассейн, в пределах которого проявился интенсивный подводный вулканизм. Широкое развитие в разрезах грубой пирокластики дает основание предполагать развитие многих вулканических центров на мелководье. Фрагментарность современных выходов сантон-кампанских образований не позволяет однозначно определить конфигурацию локальных вулканических зон этого времени. Большинство геологов предполагает их северо-восточное простирание, хотя в южной части Восточной Камчатки давно уже была выявлена зональность северо-западного простирания [23]. Нельзя исключить совместного влияния нескольких систем разломов, пересечения которых могли определять локализацию центров вулканизма. Весьма вероятно, общее возрастание интенсивности вулканизма и расчлененности дна к востоку.

Анализ эффузивов ирунейской свиты и валагинской серии опубликовано сравнительно немного [19, 20]. Преимущественно — это базальты, которые на диаграмме кремнезем — щелочи попадают в область высокоглиноземистых и щелочных оливин-базальтовых серий по классификации Куно. Для них характерны относительно низкие содержания титана (не выше 1% TiO_2) и относительно высокие содержания калия (более 0,3%, обычно более 1% K_2O). Этим они резко отличаются от подавляющего большинства современных океанических базальтов, что отражено на приводимых диаграммах (рис. 2 и 3). На диаграмме K/Ti большая часть их фигуративных точек лежит слева не только от средних составов океанических базальтов, но и слева от средних составов базальтов островных дуг. На диаграмме F_1/F_2 по Д. Пирсу подавляющая часть анализов базальтоидов совпадает с полями островных дуг, но на второй диаграмме F_2/F_3 заметны отличия многих сантон-кампанских базальтов Камчатки от базальтов всех современных ассоциаций, использованных для классификации.

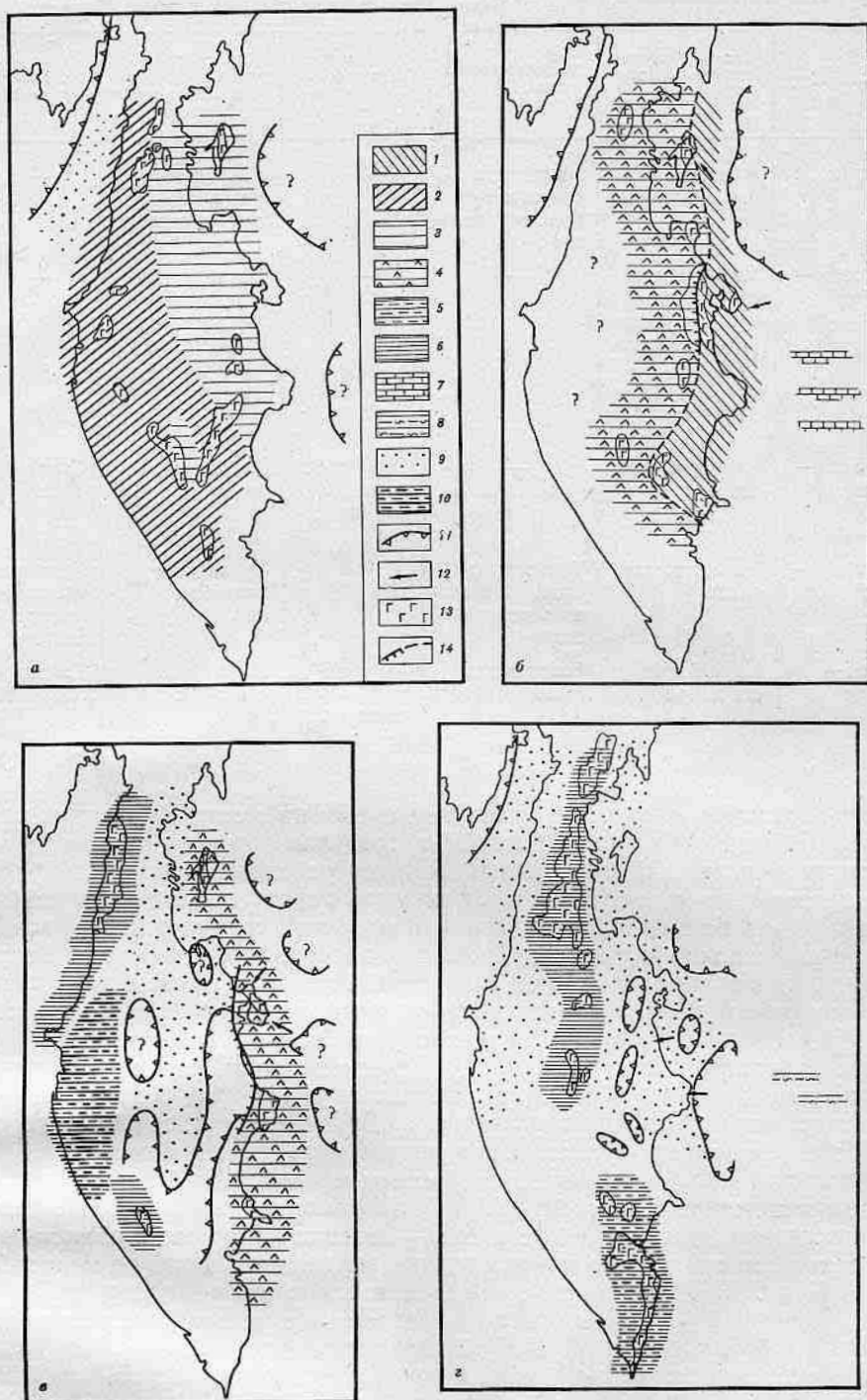
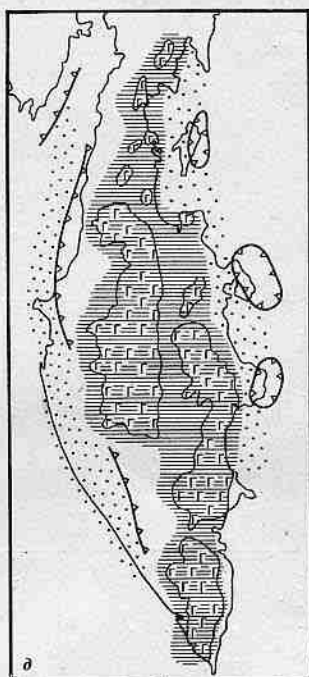


Рис. 1, а — г

Маастрихт-датские вулканогенные и вулканогенно-осадочные ассоциации приурочены к двум фациальным зонам северо-восточного простирания: восточную (прибрежная часть Восточной Камчатки) и западную (осевая часть Восточного хребта, восточный склон Срединного хребта) (см. рис. 1, б). В восточной зоне, в ветловской свите развиты

подушечные базальты, часто ассоциирующиеся с яшмами и пелитоморфными известняками. Глубины бассейна осадконакопления едва ли превышали 3—3,5 км, т. к. критическая глубина карбонатакопления в конце мела была значительно меньше современной. Севернее, в районе о. Карагинского, глубина морского бассейна несколько уменьшалась, о чем можно судить по появлению в разрезах грубообломочной пирокластики. Снос обломочного материала происходит с востока, где в это время, по-видимому, существовали массивы суши [29].

Рис. 1. Палеогеографические схемы для: а — сантона и кампана; б — маастрихта и датского века; в — палеоцена и эоцена; г — олигоцена и миоцена; д — плиоцена. 1 — глубоководные морские бассейны с накоплением кремнисто-глинистых осадков и интенсивным подводным вулканизмом; 2 — морские бассейны с относительно слабым расчленением дна и слабым подводным вулканизмом; 3 — морские бассейны с расчлененным рельефом дна и интенсивным подводным вулканизмом; 4 — относительно мелководные морские бассейны с сильно расчлененным рельефом дна и вулканическими островами; 5 — лагунные и континентальные бассейны; 6 — субаэральные вулканические пояса; 7 — открытые относительно мелководные моря с отдельными островами и накоплением карбонатных илов; 8 — области накопления гемипелагических кремнисто-глинистых илов; 9 — относительно мелководные морские бассейны с преобладанием терригенного осадконакопления; 10 — вулканические области с чередованием мелководных морских и субаэральных условий; 11 — границы невулканической суши; 12 — направление сноса терригенного материала; 13 — современные выходы вулканитов соответствующего возраста; 14 — надвиги и другие разрывы, разделяющие фациальные зоны в современной структуре



В западной зоне, в водораздельной части Восточного хребта и на восточных склонах Срединного хребта, маастрихт-датские вулканогенные толщи сложены преимущественно агломератовыми туфами, лавами, грубообломочными туфогенными и вулканомиктовыми породами с пачками флиша и туфогенных силицитов. Обилие вулканомиктовых конгломератов может указывать на существование многочисленных вулканических островов.

Маастрихт-датские базальты восточной зоны отличаются повышенным содержанием TiO_2 (до 2%) и в большинстве случаев пониженным содержанием калия (менее 1%, как правило, менее 0,3% K_2O); значительно реже встречаются субщелочные высококальциевые базальты также с высоким содержанием титана. На диаграмме Ti/K (см. рис. 2) эти породы обособляются достаточно четко от других эффузивов Камчатки, располагаясь ближе к линии средних составов океанических базальтов. От последних они отличаются более высоким калий-титановым отношением. Их близость к океаническим базальтам выявляется и на диаграммах Д. Пирса (см. рис. 3). В западной зоне состав вулканитов более разнообразен, чем в восточной. Среди лав преобладают, базальты и андезит-базальты часто субщелочного и щелочного состава. На восточном склоне Срединного хребта, особенно в его северной части, широко развиты и более кислые породы [8]. Содержание TiO_2 в базальтах западной зоны не превышает 0,8%, а в большинстве из них TiO_2 менее

0,5%, что определяет их коренные отличия от океанических эффузивов. В содержании щелочей и особенно K_2O наблюдаются широкие вариации, но низкокальциевые базальты крайне редки. В восточной части западной зоны (хапикская, хынхлонская свиты Восточной Камчатки) преобладают породы нормальной щелочности, соответствующие известково-щелочной серии или высокоглиноземистой серии Куно. В поле известково-щелочной серии они попадают и на диаграммах Пирса. Однако, на отдельных участках зоны (северная часть Валагинского хребта, северная часть хребта Кумроч) большую роль играют породы повышенной щелочности: трахибазальты и трахиандезиты.

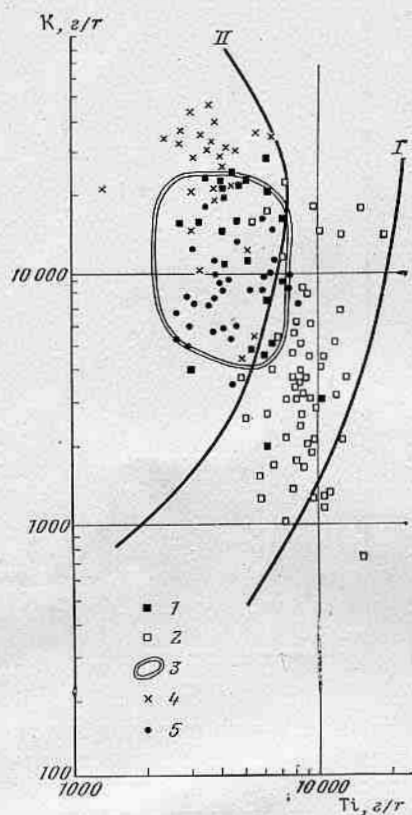


Рис. 2. Диаграмма титан — калий для верхнемеловых и нижнепалеогеновых базальтов и андезито-базальтов (до 54% SiO_2) Камчатки. I — тренд океанических базальтов и II — тренд базальтов островных дуг, по Б. Г. Лутцу [15]. 1 — сантон-кампанские эффузивы по [19]; 2 — маастрихт-датские эффузивы восточной зоны по данным М. Н. Шапиро, М. Ю. Хотина, А. М. Садреева и по [6]; 3 — поле эффузивов хапикской свиты по данным М. Н. Шапиро; 4 — маастрихт-датские эффузивы Среднего хребта по [5] и данным В. И. Гречина; 5 — палеогеновые эффузивы восточных полуостровов по [29]

В палеоцене вся территория Камчатки испытывает кратковременную, но весьма интенсивную складчатость. Образуются системы линейных складок и чешуйчатых надвигов. Крупные несогласия выявлены в основании практически всех палеоцен-эоценовых разрезов, что свидетельствует о перерыве и общем поднятии. Однако на крайнем востоке Камчатки этот перерыв был весьма кратковременным, и уже в палеоцене здесь возобновляются осадконакопление и подводный вулканизм.

Палеоцен-эоценовые вулканические ассоциации приурочены к двум зонам — на крайнем западе и крайнем востоке региона (см. рис. 1, а).

Конфигурация восточной вулканической зоны из-за весьма разрозненных (только на полуостровах и о. Карагинском) выходов вулканитов восстанавливается с трудом. По-видимому, вулканизм в палеоцене и эоцене унаследованно развивался по отношению к маастрихт-датским вулканическим зонам северо-восточного простирания, частично охватывая районы современных акваторий Берингова моря и северо-западной части Тихого океана. На широте полуострова Камчатский палеогеновая вулканическая зона сочленялась с одновозрастной Алеутской зоной. Можно предположить также, что на локализацию вулканических центров влияли и северо-западные разрывы, параллельные Алеутской дуге.

Максимальные объемы вулканитов сосредоточены в верхах кроноцкой серии (козловская свита). Вулканиты представлены подушечными базальтами с горизонтами гналокластитов, агломератовых туфов и туфогенно-осадочных пород, среди которых много конгломератов. Это почти недифферен-

цированный комплекс высокоглиноземистых низкокальциевых толеитов, близких к толентам островных дуг типа Тонга, но не аналогичных им [24]. Однако в нижней части кроноцкой серии (кубовская свита) наря-

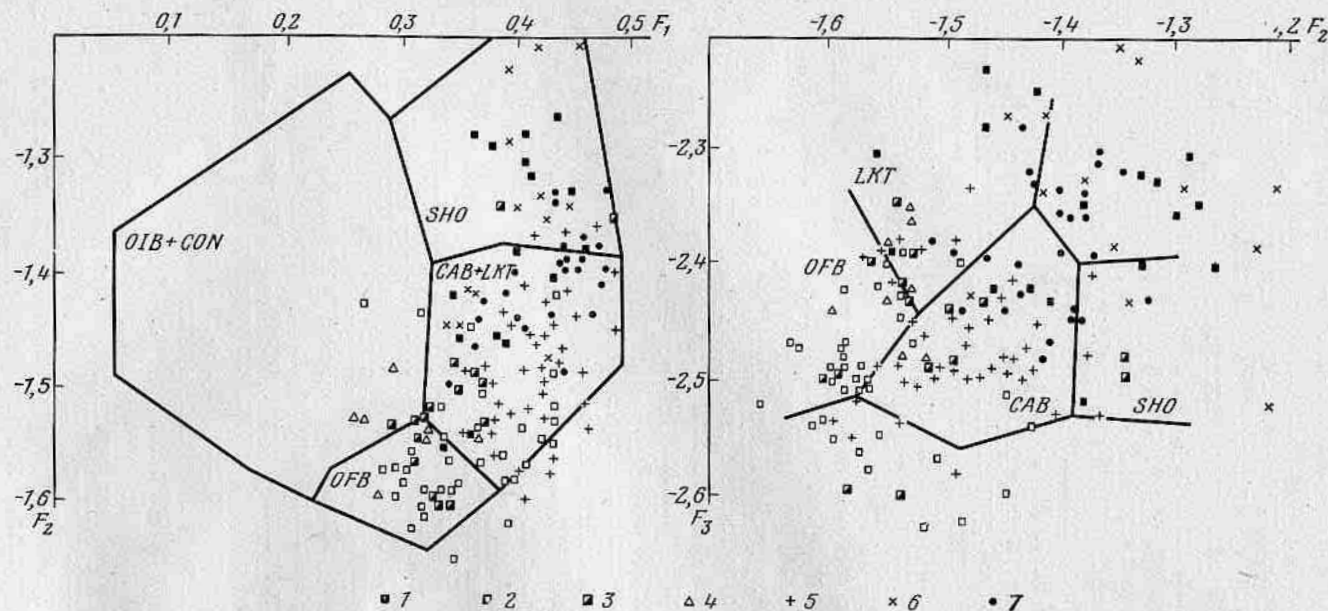


Рис. 3. Графики линейных дискриминантных функций Дж. Пирса для верхнемеловых и нижнепалеогеновых базальтов Камчатки. OIB — базальты океанических островов, CON — внутриконтинентальные базальты, OFB — базальты дна океанов и краевых морей, CAB — базальты известково-щелочной серии, LKT — низкокальциевые толенты островных дуг, SHO — базальты шошонитовой серии. Наименования полей и их границы по [33]. 1 — сантон-кампанские базальты по [19]; 2—3 — маастрихт-датские базальты восточной зоны: 2 — ветловская свита хребта Кумроч по данным М. Н. Шапиро, М. Ю. Хотина, А. М. Садреева и по [6], 3 — ветловская свита о. Карагинского по данным М. Н. Шапиро и по [6]; 4 — африканская серия Камчатского полуострова (по М. Ю. Хотину); 5—6 — маастрихт-датские базальты западной зоны: 5 — хапицкая свита хребта Кумроч по данным М. Н. Шапиро, 6 — эффузивы Срединного хребта по [5] и по данным В. И. Гречина; 7 — палеогеновые базальты восточных полуостровов по [29]

ду с базальтами наблюдаются туфы андезитов и более кислых пород. Вулканизм верхней части столбовской серии на Камчатском полуострове близок к базальтовому вулканизму козловской свиты, но здесь туфогенные породы преобладают над эффузивными. На о. Карагинском преобладают туфогенные и вулканомиктовые породы базальтового состава с горизонтами липарит-дацитовых брекчий (свита мыса Тонс).

Высокие содержания глинозема и низкие — титана резко отличают палеогеновые вулканиды востока Камчатки от океанических базальтов. От большей части меловых серий они отличаются преобладанием толеитов над известково-щелочными разностями базальтов.

Западная зона представляет протяженный субаэральный вулканический пояс эоценового возраста, образующий в плане выпуклую к северо-западу дугу. Не исключено, что этот пояс не был непрерывным и распадался на изолированные ареалы. Вместе с тем, он продолжается на северо-восток, где прерывистая цепочка крупных полей палеогеновых эффузивов и малоглубинных гранитоидов через Пенжинский прогиб прослеживается до бассейна р. Анадырь [18]. Наиболее интенсивно эоценовый наземный вулканизм проявился на северо-западе Камчатки при формировании кинкильской существенно эффузивной свиты. Кинкильская свита представлена мощными потоками преимущественно пироксеновых базальтов и грубой базальтовой пирокластикой. В различных частях разреза кинкильской свиты встречаются кислые породы — кварцсодержащие дациты и липариты, тесно связанные с субвулканическими телами и малоглубинными интрузиями гранитоидов. Судя по имеющимся анализам, большинство эффузивов представлено типичными для островных дуг высокоглиноземистыми разностями. Близкие по составу к кинкильским палеогеновые эффузивы известны на п-ове Утхолокский, в бассейне р. Ичи [13] и на западных склонах юга Срединного хребта (черепановская свита). Между восточной и западной вулканическими зонами в палеоцене и эоцене располагались участки суши, где до начала олигоцена вулканизм не проявлялся.

Граница эоцена и олигоцена — время еще одной важной перестройки структуры Камчатки, и в большинстве разрезов этот уровень фиксируется перерывом в осадконакоплении. Возможным исключением является юг Камчатки, где эоцен-олигоценовая вилючинская свита образует непрерывный разрез.

Олигоценовые и миоценовые субаэральные вулканические ассоциации сосредотачиваются в сравнительно узкой зоне, совпадающей с современным Срединным хребтом (см. рис. 1, 2). Максимум вулканизма приходился на средний миоцен. В это время в северной половине полуострова от залива Корфа на севере до бассейнов рек Хайлюли и Уки на юге формируется четкая грабенообразная структура, с запада и востока окаймлявшаяся незначительными по площади меловыми и палеогеновыми поднятиями. В пределах этого грабена проявился мощный контрастный вулканизм с резко перекомпенсированным накоплением вулкаников. Тем самым формировалась вулканическая горная страна или цепь крупных вулканических островов, протягивавшихся с север-северо-востока на юг-юго-запад. По-видимому, грабен, но не столь явно выраженный, простирался и в более южные районы современного Срединного хребта. Внутри грабена формировались базальтовые щитообразные вулканы и стратовулканы, а также кислые экструзивные купола и покровы игнимбритов. Типично повсеместное площадное распространение базальтов и андезито-базальтов и в меньшей степени андезитов. Кислые породы, несмотря на значительные мощности разрезов, распространены более локально. Следует подчеркнуть, что объемы основных эффузивов на порядки больше объемов дацитов и липаритов. Латерально и по разрезу вулканиды связаны фаціальными переходами с мощными вулканогенными континентальными и прибрежно-морскими молассами. Пере-

компенсированный накоплением вулканитов грабен местами, как на западе, так и на востоке смыкался с мелководными морскими прогибами.

С олигоцена начинает развиваться Курильский вулканический пояс, своей северной оконечностью захватывающий Южную Камчатку.

Для олигоцен-миоценового интервала в целом характерно развитие контрастных базальт-дацитовых известково-щелочных серий с большими объемами кислых пород и андезитов, чем в палеоцен-эоценовое время. Аномально, в местах пересечения диагональных зон разломов с центральной вулканической зоной, проявляется субщелочной вулканизм.

Восточная Камчатка в течение всего олигоцена и миоцена остается невулканической областью. Здесь после инверсии рельефа развивается морской прогиб с исключительно терригенным осадконакоплением. Снос обломочного материала в него осуществлялся как с запада, так и с востока, где, по-видимому, в это время еще сохранились участки суши [29]. В конце раннего миоцена происходит резкое погружение центральной части региона, сопровождающееся трансгрессией моря, — начало формирования Центральной грабенообразной Камчатской депрессии. В Западно-Камчатском прогибе в олигоцене, нижнем и среднем миоцене продолжается терригенное осадконакопление.

В верхнем миоцене на Камчатке происходили весьма не равномерное горообразование и складчатость, сопровождавшиеся развитием протяженных глубинных разломов. Крупнейшим глубинным разломом этого времени являлся раскол, ограничивающий континентальный блок Камчатки от более восточных районов, где лишь в это время начали формироваться типичные океанические структуры, такие как Курило-Камчатский желоб и Командорская впадина. Вулканизм в верхнем миоцене практически не проявлялся.

Плиоцен-плейстоценовые вулканические ассоциации распространены в центральной, восточной и южной частях региона. Они образуют в целом единую вулканическую зону с достаточно сложной историей развития (см. рис. 1, д).

В первой половине плиоцена вулканизм захватывает обширные площади Камчатки, включая большую часть Срединного хребта, а также восточные и южные районы полуострова. Для этого времени в районах активного вулканизма характерно развитие латеральных и вертикальных формационных рядов: магматическая формация — вулканогенно-осадочная формация — вулканогенная (обычно межгорная) моласса [28]. Магматические формации имеют вид контрастных базальт-дацитовых серий, где кислая составляющая чаще всего представлена игнимбритами. Характерно, что в блоках, испытывающих постоянную тенденцию к погружению (часто они представляют собой грабенообразные структуры, унаследованно развивающиеся с миоцена), накапливаются наибольшие объемы вулканитов. Подавляющая масса вулканических пород первой половины плиоцена известково-щелочного состава. Лишь на Восточной Камчатке и на участках Срединного хребта, пересекаемых северо-западными системами разломов, аномально проявляется субщелочной вулканизм. Для юга Камчатки характерны более дифференцированные серии вулканитов [10]. В середине плиоцена произошла кратковременная, но резкая активизация тектонических движений, с чем связывается перерыв в развитии вулканизма практически по всему региону. Вслед за тем в Срединном хребте в верхнем плиоцене возобновляется контрастный вулканизм с образованием обширных базальтовых и игнимбритовых покровов. На Восточной же Камчатке в это время вулканизм проявляется преимущественно в поперечных зонах на широтах полуостровов Шипунский и Кроноцкий и реализуется формированием исключительно андезитовых и андезито-базальтовых вулканов. Позже, в плейстоцене и до настоящего времени в Срединном хребте изливаются преимущественно высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты

с проявлением щелочного вулканизма на западных склонах Срединного хребта [17]. Кислый вулканизм здесь в плейстоцене и голоцене явно подавлен. Напротив, в плейстоцене контрастный вулканизм с образованием игнимбритов возобновляется на Восточной и Южной Камчатке.

В раннем плиоцене на большей части территории региона по линейным зонам произошли тектонические подвижки, в результате чего наметились крупные блоковые структуры преимущественно северо-восточного простирания, развитие которых привело к образованию современного рельефа, причем ведущая роль в его развитии принадлежит вулканизму [28].

Все изложенное позволяет выделить два основных тектоно-магматических этапа, разделенные крупнейшей тектонической перестройкой на границе мела и палеогена.

Позднемеловой вулканизм как в сантоне и кампане, так и позднее, в маастрихте и дании, характеризуется рядом особенностей, отличающих его от кайнозойского вулканизма. Они сводятся к следующему: 1) исключительно подводный характер извержений; 2) пространственная сопряженность областей вулканизма и осадконакопления; 3) преобладание базальтовых и слабо дифференцированных андезито-базальтовых серий при резко подчиненной роли кислых вулканитов.

В противоположность этому кайнозойский вулканизм (за исключением раннепалеогенового на Восточной Камчатке) протекал, главным образом, в субаэральных условиях, благодаря чему области накопления вулканитов и главные осадочные бассейны были пространственно разобщены. Это преимущественно контрастные серии (с преобладанием базальтов над кислыми разностями), на ряде участков сменяющиеся дифференцированными комплексами вулканитов с существенной ролью андезитов.

К границе мела и палеогена была приурочена не только смена основных типов осадочных формаций [29], но и весьма интенсивная складчатость, охватившая всю территорию полуострова. Тем самым изменение характера вулканизма на этой границе отражает поворотный рубеж в тектонической истории полуострова.

Некоторые исследователи, основываясь на общих представлениях об аккреции континентов за счет океанической коры и данных о преимущественно базитовом и подводном меловом вулканизме на Камчатке, рассматривают Камчатку или ее отдельные части в конце мела как краевую часть ложа Тихого океана [11, 14, 16]. С этим согласиться нельзя. Во-первых, меловые вулканиты петрохимически резко отличаются от базальтов океана, во-вторых, по строению и мощностям меловые формации Камчатки существенным образом отличаются от одновозрастных маломощных океанических илов, вскрытых глубоководным бурением. Необходимо, наконец, учитывать и палеогеографическую обстановку в конце мела. В маастрихте и дании морской бассейн, где накапливались мощные осадочно-вулканогенные толщи, с востока ограничивался участками невулканической суши, откуда поступал сиалический обломочный материал.

В ряде работ меловые вулканические проявления Камчатки называют офиолитами. В некоторых случаях это служит основанием для параллелизации их с образованиями океанов. Хотелось бы подчеркнуть, что ни одна вулканическая толща Камчатки не входит в офиолитовый комплекс в трактовке Р. Колмана [12] и других авторов. Нигде на Камчатке не наблюдался переход от меловых вулканитов к габброидам через комплекс параллельных даек или диабазовый комплекс. Таким образом, нет оснований для сопоставления мелового вулканизма Камчатки с океаническим. С чисто петрохимической точки зрения более справедливо сравнение большинства меловых вулканитов с формациями островных дуг. Однако полной аналогии составов здесь также не наблюдается,

а некоторые эффузивы Восточной Камчатки отличаются от островодужных весьма отчетливо. Анализ формаций показывает резкие отличия меловых толщ Камчатки от современных осадочных и вулканогенных комплексов островных дуг [30]. Специфика мелового вулканизма подчеркивается присутствием ультраосновных эффузивов.

Вероятно, будет правильнее не ограничиваться актуалистическими параллелями, а сравнивать меловой вулканизм с начальным вулканизмом большинства геосинклинальных областей. Геосинклинальный вулканизм также развивается в подводных условиях на фоне интенсивного прогибания одновременно с накоплением глинистых и кремнистых осадков, и, как показал Б. Г. Лутц [15], петрохимически близок к вулканизму островных дуг. С этой точки зрения Камчатка в конце мела была типичной эвгеосинклиналью — структурой, полные современные аналоги которой пока не известны.

Развитие меловой эвгеосинклинали Камчатки в самом начале кайнозоя заканчивается складчатостью и общим, хотя и кратковременным, поднятием. Гранитный магматизм, связанный с этой складчатостью, был ограничен. Это является одним из существенных отличий геосинклинального развития Камчатки от эволюции классических геосинклинальных систем.

Следует отметить аномальность палеоцен-эоценового вулканизма Восточной Камчатки на общем фоне развития вулканизма в кайнозое. Как и в мелу, это вулканизм исключительно подводный и преимущественно базальтового состава, хотя в отличие от меловых толщ кремнистые образования среди осадочных пород здесь отсутствуют. По характеру вулканизма и осадконакопления палеоцен-эоценовую Восточно-Камчатскую зону вероятно следует рассматривать как вторичный, регенерированный геосинклинальный прогиб.

Однако не эта структура, закончившая развитие в конце эоцена, определяла кайнозойское развитие Камчатки. В целом для кайнозоя региона характерны совершенно другие вулканические проявления, а именно — протяженные пояса континентальных вулканитов. Первый такой пояс заложился в эоцене на северо-западе Камчатки. К началу олигоцена его развитие здесь заканчивается. В олигоцене и миоцене образуется узкий пояс наземного вулканизма в центральной части полуострова. Распространение вулканических зон на Восточную Камчатку происходит в плиоцене и в плейстоцене. По ряду признаков кайнозойский вулканизм Камчатки близок к орогенному или субсеквентному вулканизму многих других складчатых областей. Это, во-первых, заложение вулканического пояса на складчатом эпигеосинклинальном фундаменте; во-вторых, преобладающий субаэральный характер вулканических проявлений; в-третьих, известково-щелочной состав с преобладанием контрастных и андезитовых комплексов; и, наконец, в-четвертых, ассоциация с молассоидными осадочными формациями. Но одним из характерных признаков орогенного режима (отраженным в его названии) является преобладание поднятий над опусканиями, чего в кайнозойском развитии Камчатки явно не наблюдается. Интенсивные восходящие движения, в результате которых смог бы сформироваться типичный эпигеосинклинальный ороген, проявились здесь достаточно локально и эпизодически. В течение кайнозоя фиксируются лишь три кратковременных всплеска орогении, разделяющие крупные вулканические циклы — в палеоцене, раннем олигоцене и позднем миоцене. При этом гранитный магматизм проявлен достаточно слабо и локально. Глубинные гранитные интрузии внедряются лишь вблизи выступов консолидированной коры. Позднекайнозойские же гранитоиды представлены в массе малоглубинными субвулканическими телами вулкано-плутонических ассоциаций. Кратковременные орогенические поднятия, даже палеоценовые, связанные с коренной структурной перестройкой региона, сравнительно быстро

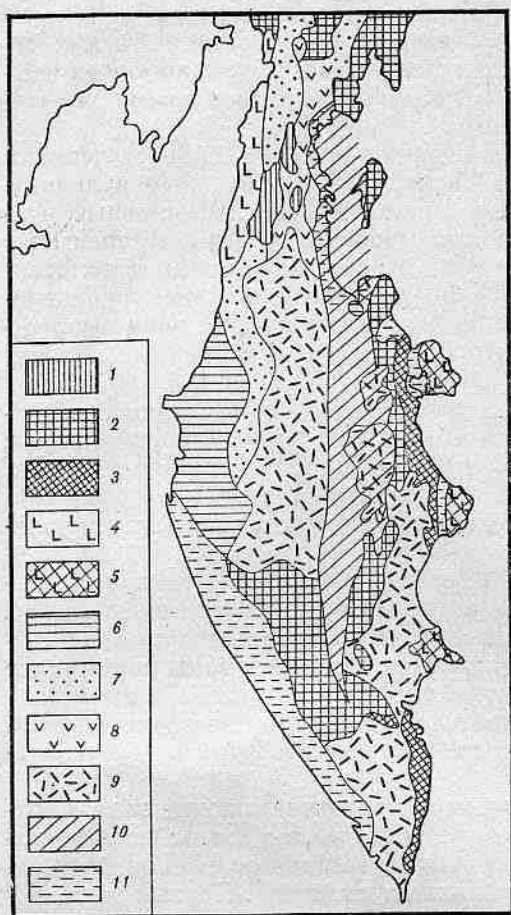


Рис. 4. Реликты орогенических поднятий на фоне развивающихся в кайнозое отрицательных структур различного генезиса. 1—реликты палеоценовых поднятий; 2—реликты поднятий, формировавшихся в палеоцене, олигоцене и миоцене; 3—реликты миоценовых поднятий, подвергшихся значительному выравниванию; 4—остатки эоценовых отрицательных структур, подвергшихся поднятию и выравниванию; 5—палеогеновые структуры с неполной вулканической компенсацией, вовлеченные в поднятие в олигоцене и миоцене; 6—участки слабых относительных поднятий на месте олигоцен-миоценовых прогибов; 7—участки олигоцен-миоценовых прогибов, не претерпевших инверсию рельефа, представляющие собой в настоящее время отрицательные морфоструктуры; 8—грабенообразные структуры с перекомпенсированным вулканизмом, развивающиеся преимущественно в миоцене и в меньшей степени в плиоцене; 9—аналогичные структуры, развивающиеся в плиоцене и плейстоцене; 10—тектонические грабены плиоцен-плейстоцена, не компенсированные вулканизмом; 11—участки, погружавшиеся ниже уровня моря в плиоцене и плейстоцене

разрушаются нисходящими движениями с образованием грабенов и грабенообразных прогибов с перекомпенсированной вулканической седиментацией (вулканические хребты). Процесс разрушения таких «примитивных» орогенов в течение кайнозоя нарастает и достигает максимума в послеоценовое время. Дифференцированные движения в плиоцене и плейстоцене приводят к раздроблению не до конца сформировавшегося орогена. Причем превалируют нисходящие движения. Наиболее крупной отрицательной структурой является односторонний грабен Центральной Камчатской депрессии, унаследованно развивающийся с миоцена. В течение всего плиоцена и плейстоцена он по ступенчатым сбросам северо-восточного простирания всеобразно расширяется на восток, как бы ассимилируя горстообразное поднятие Восточного хребта [27]. Срединный хребет, ограничивающий Центральную депрессию с запада, лишь в южной части является горстом. Большая его часть представляет собой перекомпенсированный вулканический возвышенность), сформировавшийся в плиоцен-четвертичное время [28]. Такого же типа перекомпенсированные грабены и грабенообразные прогибы достаточно сложных очертаний занимают большую часть территории Восточной и Южной Камчатки. Останцы тектонического рельефа выглядят как отдельные глыбы среди подобных аккумулятивных образований (рис. 4). В плиоцене и плейстоцене, наряду с максимальным развитием грабенов и грабенообразных структур, многие участки побережий Камчатки испытывают тенденцию к погружению. Аналогичная тенденция преимущественного опускания (прогибания) наблюдается и на смеж-

ных с Камчаткой акваториях. Наиболее внушительные отрицательные структуры—это Курило-Камчатский и Алеутский глубоководные желоба, сформировавшиеся в мио-плиоцене. Вулканическая Курильская островная дуга (за исключением ее крайних флангов) в плиоцен-четвертичное время является структурой резко перекомпенсированного вулканизмом прогибания [32]. Малую Курильскую дугу можно рассматривать как остаточное поднятие. Охотское море, за исключением Южно-Охотской впадины, фактически представляет собой огромный шельф (погрузившуюся складчатую область), который в результате неотектонических движений разбит на ряд блоков—впадин и поднятий [22]. Наибольшая активизация тектонических движений, сочетающихся с мощным вулканизмом, происходит в позднем кайнозое в южной части Охотского региона, где образуются впадина с океанической корой, вулканическая островная дуга и глубоководный желоб. Сходно протекает эволюция и юго-западной части Берингова моря.

Таким образом, основной тенденцией развития Камчатки в кайнозое было преобладание нисходящих движений, и в этом отношении ее тектонический режим резко отличается от орогенного. Видимо, формирование эпигеосинклинального орогена осложнялось и подавлялось здесь процессами деструкции земной коры, которые в конце концов привели к возникновению ряда океанических блоков на месте ранее существовавших складчатых зон. Такая направленность в кайнозойском развитии активных континентальных окраин неоднократно подчеркивалась В. В. Белоусовым [2, 3].

Во многих работах, посвященных вулканизму Камчатки, его эволюция трактуется как миграция пояса известково-щелочных «островодужных» вулканитов от континента к океану [1, 14, 4, 16]. Действительно, если рассматривать только субаэральный вулканизм, то такую миграцию, пожалуй, установить можно, да и то она окажется намного более сложной, чем просто перемещение вулканических зон с запада на восток. В общих чертах, пояс субаэрального вулканизма перемещался с Западной Камчатки (эоцен) в область Срединного хребта (олигоцен-плейстоцен) и далее на Восточную Камчатку (плиоцен-ныне). С учетом Охотско-Чукотского пояса, начало этого процесса относят к середине мела. Эта тенденция, существовавшая к тому же на фоне значительно более масштабной миграции складчатости от Сибирской платформы к Тихому океану, часто рассматривается как доказательство миграции границы океана и континента с запада на восток, в результате преобразования океанической коры в кору континентальную. Но для действительного обоснования подобного процесса необходимо доказать океаническую природу меловых и нижнепалеогеновых осадочных и вулканогенных формаций Камчатки, доказать, что в позднем мелу и палеогене вся Камчатка, а потом ее восточные структуры были частью океанического ложа. Однако, фактический материал говорит о другом. Ни один из вулканических комплексов Камчатки не может считаться аналогом океанических серий, а большая часть их петрохимически близка островодужным эталонам. Восточная граница петрохимически островодужных вулканитов уже в сantonе, а скорее всего и ранее, проходила восточнее современной и, тем более, олигоцен-миоценовой границы (рис. 5). Очевидно, что если рассматривать не только субаэральные, а и все вулканиты Камчатки, то картина пространственного изменения вулканических зон в мелу и кайнозое резко усложнится. Существовавшая в сantonе и кампане широкая, но петрохимически довольно однородная, зона подводного вулканизма в маастрихте и дании сменяется двумя узкими, но резко различными по петрохимии и условиям накопления, вулканическими зонами на востоке полуострова. После перерыва вулканизм возобновляется на крайнем востоке Камчатки в палеоцене-эоцене и на крайнем западе — в эоцене. Оба пояса в олигоцене отмирают и сменяются узкой

цепью вулканов вдоль современного Срединного хребта. Вулканизм здесь достигает максимального развития в среднем миоцене. Наконец, после перерыва в конце миоцена вулканизм распространяется на восток, сохраняясь тем не менее и в Срединном хребте, где прекращается только в голоцене, а возможно, и в историческое время. Массовые излияния базальтов в позднем мезозое и в течение всего кайнозоя с периодическим сужением и расширением ареалов распространения вулканитов могут указывать на дискретно-непрерывный процесс выплавки базальтов

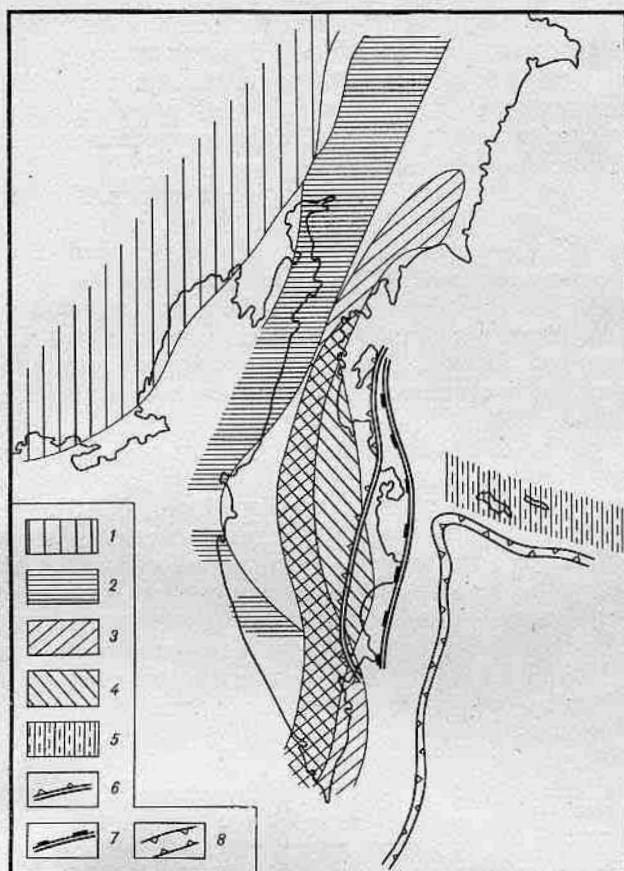


Рис. 5. Вулканические зоны Камчатки и смежных регионов. 1—4 — континентальные вулканические пояса: 1 — Охотско-Чукотский, альб-сеноманский, 2 — Кинкильский, эоценовый, 3 — Курило-Камчатский, олигоцен-миоценовый, 4 — Курило-Камчатский, плиоцен-четвертичный; 5 — Алеутско-Командорская вулканическая зона (палеоцен — плиоцен); 6—7 — восточные границы современных выходов известково-щелочных вулканитов Камчатки; 6 — маастрихт-датских, 7 — палеоцен-эоценовых; 8 — оси глубоководных желобов

в мантии в пределах ограниченного по площади региона за весьма длительный возрастной интервал — от сантона до настоящего времени.

Отсутствие в меловой и кайнозойской истории Камчатки океанической стадии, невозможность простой актуалистической интерпретаций ее раннего этапа, сложный характер миграции вулканических поясов, преобладание деструктивных процессов на поздних стадиях развития — все это делает мало реалистическими и нежизнеспособными схемы и модели развития вулканизма Камчатки, построенные на базе тектоники плит [11, 16]. Более того, на пути применения этой гипотезы к объясне-

нию геологической истории Камчатки есть и принципиальные препятствия. Обратим внимание на некоторые пространственно-временные соотношения континентальных и океанических структур в Камчатско-Корякском регионе. Дело в том, что плиоценовый, олигоцен-миоценовый и, в особенности, эоценовый континентальный известково-щелочной вулканизм характерен не только для Южной и Центральной Камчатки, но и для Северной Камчатки и Корякского нагорья. Вместе с тем, по существующим схемам, начиная с конца мела, движение тихоокеанских плит должно было поглощаться Алеутской дугой и не могло обуславливать вулканизм в северной части Камчатки и на Корякском нагорье, тем более, что в Беринговом море самостоятельные центры спрединга отсутствуют [34]. Следовательно, геологическая ситуация здесь противоречит самой идее связи петрохимически «островодужного» магматизма с субдукцией океанической коры. На наш взгляд, вулканизм Камчатки отражает не простое изменение геометрии границ литосферных плит, а смену двух принципиально различных этапов развития земной коры в этом регионе от геосинклинали в конце мела к своеобразному орогену и островной дуге в кайнозое.

Выводы

1. В позднемеловое и раннепалеогеновое время ни Камчатка в целом, ни отдельные ее зоны не являлись частями ложа Тихого океана. Столь же неправомерно рассматривать Камчатку в мезозое как островную дугу на ранней стадии развития. Это был сложный ансамбль структур, который в полной мере отвечает понятию эвгеосинклинали и, вероятно, не имеет современных аналогов.

2. В кайнозое Камчатка по ряду признаков была близка к типичному орогену, но лейтмотивом ее развития были интенсивные погружения крупных перекомпенсированных вулканическими блоками, на фоне которых большая часть поднятий имеет остаточную природу. Погружения окружающих Камчатку блоков достигли максимальной интенсивности в позднемiocен-четвертичное время, когда формируется современная морфоструктура северо-западной окраины Тихого океана.

3. Эволюция вулканизма Камчатки не может рассматриваться как процесс поступательной миграции к океану однотипных вулканических зон. Скорее можно говорить о периодическом сужении, расширении и перемещении ареалов разнотипных вулканических зон, среди которых на всех этапах преобладали базальты. Периодические массовые излияния базальтов указывают на дискретно-непрерывную активность мантийных процессов в достаточно ограниченном регионе на протяжении последних 80 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. Палеотектонические условия образования вулканогенно-кремнистых формаций и их место в развитии островных дуг.— В кн.: Вулканогенно-кремнистые Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974, с. 95—100.
2. Белоусов В. В. Некоторые вопросы строения и условия развития переходных зон между материками и океанами.— Геотектоника, 1981, № 3, с. 3—23.
3. Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли.— Сов. геол., 1960, № 10, с. 3—23.
4. Белый В. Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана.— Геотектоника, 1974, № 4, с. 85—101.
5. Волинец О. Н., Флеров Г. Б. Петрохимические особенности верхнемеловых третичных plutонических и вулканоплутонических формаций Центральной Камчатки.— В кн.: Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1967, с. 131—186.
6. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 116 с.
7. Геологическая карта Камчатской области, масштаб 1:1.500.000 (Редактор Г. М. Власов, составители А. В. Марченко, И. А. Сидорчук, Б. В. Лопатин, Т. В. Тарасенко), 1976.
8. Геология СССР, т. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.-Л.: Недра, 1964. 734 с.

9. Гречин В. И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, вып. 337, с. 130—149.
10. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
11. Зоненшайн Л. П., Баранов Б. В., Леглер В. А., Савостин Л. А., Кузьмин М. И., Мерклин Л. Р. Глубоководные желоба как структуры сжатия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 96—108.
12. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 264 с.
13. Кузнецов В. И., Воронков Ю. С. Кайнозойские отложения западного побережья Камчатки (по материалам глубокого бурения).— В кн.: Кайнозой Дальневосточных районов СССР. Л., 1978.
14. Лебедев М. М., Апрельков С. Е., Ежов Б. В., Ерешко З. М., Харченко Ю. И. Системы островных дуг Курило-Камчатской складчатой области.— Вулканол. и сейсмол., 1979, № 5, с. 30—36.
15. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
16. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 85—104.
17. Патрок М. Г. Структурное положение и состав кислых субщелочных и щелочных пород Ичинского вулканического района.— Бюл. вулканол. ст., 1978, № 55, с. 139—147.
18. Поздеев А. И. Позднепалеогеновый этап геологического развития Корякского нагорья и оловянное оруденение: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М.: ВИМС, 1981. 25 с.
19. Ротман В. К. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 56—70.
20. Селиверстов В. А., Гречин В. И. Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, вып. 337, с. 182—204.
21. Селиверстов В. А., Цикунов А. Г. Меймечиты северной части Балагинского хребта (Восточная Камчатка).— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 2.
22. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981.
23. Тихонов В. И. Тектоника южной Камчатки по новым данным геологии, геофизики и батиметрии.— Бюл. МОИП. Отдел. геол., 1960, т. 35, вып. 3, с. 164—165.
24. Хубунная С. А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам.— Вулканол. и сейсмол., 1981, № 2, с. 36—48.
25. Челебаева А. И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л.: Наука, 1971. 114 с.
26. Челебаева А. И., Шанцер А. Е., Егорова И. А., Лупкина Е. Г. Кайнозойские отложения Курило-Камчатской области.— В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, с. 31—58.
27. Шанцер А. Е. Блоковая структура Камчатки и расположение тектоно-магматических структур в зависимости от движения блоков в позднем кайнозое.— Бюл. вулканол. ст., 1979, № 57, с. 5—14.
28. Шанцер А. Е., Кравая Т. С. Формационные ряды наземного вулканического пояса (на примере позднего кайнозоя Камчатки). М.: Наука, 1980. 162 с.
29. Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 124 с.
30. Шапиро М. Н. Соотношение геосинклинального режима и режима островной дуги (на примере Камчатки).— Геотектоника, 1981, № 4, с. 104—119.
31. Эрлих Э. Н., Шанцер А. Е., Кутыев Ф. Ш. Меймечиты Восточной Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2, с. 3—9.
32. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 241 с.
33. Pearce J. A. Statistical analysis of major element patterns in basalts.— J. Petrol., 1976, v. 17, p. 15—43.
34. Scholl D. W., Buffington E. C., Marlow M. S. Plate tectonics and structural evolution of the Aleutian—Bering sea region.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1975, v. 151, p. 1—31.

Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР
Институт физики Земли
АН СССР

Поступила в редакцию
16.IX.1982