

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

А. Е. ШАНЦЕР, Т. С. КРАЕВАЯ

ФОРМАЦИОННЫЕ
РЯДЫ
НАЗЕМНОГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО
ПОЯСА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Ордена Трудового Красного Знамени Институт вулканологии


А. Е. ШАНЦЕР, Т. С. КРАЕВАЯ

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ
НАЗЕМНОГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО
ПОЯСА

(на примере позднего
кайнозоя Камчатки)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1980



Ш а н ц е р А.Е., К р а е в а я Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса (на примере позднего кайнозоя Камчатки). — М.: Наука, 1980.

В книге освещаются общие тенденции развития пояса наземного вулканизма и показана связь вулканизма с эволюцией тектонического процесса и образованием блоковой структуры. Дается сравнительная характеристика тектоники и магматизма Восточной и Центральной Камчатки. Выделяются формационные ряды. В пределах ряда рассматриваются особенности строения как вулканических, так и вулканогенно-осадочных формаций и закономерности их становления в зависимости от приуроченности к определенным тектоническим блокам и вулcano-тектоническим структурам.

Ил. 64, табл. 16, библи. 135 назв.

Ответственный редактор
К.Н. РУДИЧ

При развитии наземного вулканического пояса образуются сложные формационные ряды, включающие набор формаций от магматических интрузивных и эффузивных до вулканотерригенных¹. Собственно магматические и вулканотерригенные формации — это крайние члены единого ряда, где промежуточными звеньями служат эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные формации². Закономерности образования таких рядов зависят от комплекса как эндогенных, так и экзогенных факторов. К основным из них относятся: мощность вулканизма, характер и интенсивность тектонических движений, особенности климата, различный тип формирующихся вулканотектонических структур. В настоящей работе мы попытаемся проследить, как за определенный временной интервал развития наземного вулканического пояса, соответствующий единому тектоно-магматическому циклу, образуются подобные формационные ряды и как составляющие их формации соотносятся друг с другом по вертикали и по латерали.

В невулканическом горном районе обычно вслед за тектоническим поднятием и этапом врезания рек наступает период денудации с выносом большого количества обломочного материала на предгорные равнины или в межгорные впадины. Таким образом, период выравнивания рельефа совпадает с максимальным накоплением континентальных и прибрежно-морских осадков. Намного сложнее процесс накопления континентальных толщ идет в вулканических районах, особенно в подвижных зонах сочленения океанических и континентальных блоков земной коры, какой является Камчатка.

Здесь образование континентальных толщ во многом зависит от поступления на поверхность эндогенного материала в виде излияния лав и эксплозий. В процессе формирования рельефа подобного региона большую роль играют дифференцированные блоковые движения и локализация вулканизма в определенных тектонических блоках. В целом блоки можно подразделить на две группы — тектонически пассивные и тектонически активные (вовлеченные в поднятие). Для первых характерны активный вулканизм и аккумуляция преимущественно эндогенного материала, для вторых — активный размыв и вынос терригенного материала за пределы воздымающихся блоков. Отметим, что аномально в небольших объемах в поднятых блоках также может проявиться вулканизм обычно кислого типа. При таком сложном развитии региона вынос реками обломочного материала с растущих поднятий в прилегающие морские бассейны часто задерживается как вулканическими, так и тектоническими преградами, что способствует локальному накоплению мощных вулканотерри-

¹ Термин "вулканотерригенные" — синоним термина "вулканомиктовые". Рекомендован Всесоюзным семинаром по вулканогенно-осадочным породам в 1968 г. и подразумевает образования, "состоящие из продуктов размыва вулканических построек, синхронных (в геологическом смысле) седиментации" [Классификация..., 1970, с. 256].

² Вулканогенно-осадочные формации (породы, толщи и др.) — это накопления "смешанного состава — вулканического и осадочного" [Ботвинкина, 1972, с. 14]. При этом подразумевается, что вулканическая составляющая подобных образований представлена пирокластическим материалом, изверженным синхронно седиментации.

генных и вулканогенно-осадочных толщ. Межгорные впадины, в которых задерживается максимальное количество обломочного материала, могут быть двоякого генезиса: либо это тектонические и вулканотектонические грабены с пульсационным прогибанием, либо это котловины, образовавшиеся в результате вулканических подпруд. Безусловно, перечисленные факторы не исключают, а вулканический процесс за счет привноса ювенильного вещества активизирует накопление обломочных толщ в предгорных равнинах и на морском мелководье.

Образование латеральных и вертикальных рядов (вулканическая формация — терригенная формация), их объем и распространение по площади во многом зависят от развития различного рода вулканотектонических структур, как линейных, так и изометричных. Сочетание магматического и тектонического процессов при всем многообразии вулканотектонических форм приводит в конечном итоге к созданию различных по величине и длительности развития аккумулятивных и тектоноаккумулятивных положительных морфоструктур, которые часто в процессе эволюции претерпевают инверсию, а инверсия в свою очередь вновь может сменяться аккумуляцией вулканитов с образованием положительных морфоструктур. Причем накопление вулканогенно-осадочных толщ может осуществляться в процессе разрушения таких структур как в их пределах, так и в близлежащих депрессиях. Объем поступающего материала во многом зависит от типа вулканизма на каждом этапе развития вулканотектонических структур. В первую очередь это определяется количеством выбрасываемой пирокластики. Тем самым в периоды развития эксплозивного вулканизма в осадок будет поступать максимум ювенильного материала, как непосредственно из вулканических выбросов, так и при размыве пирокластических образований. В умеренно гумидном климате при активной склоновой денудации теоретически возможно полное переложение рыхлой и слабоспекшейся пирокластики. Захоронение ее в больших объемах *in situ* чаще всего происходит при образовании контрастных базальт-дацитовых серий, когда базальтовые лавовые потоки бронируют пирокластические пачки, предохраняя их от размыва. Пульсационный характер магматического и тектонического процессов и постоянно действующие экзогенные факторы приводят к формированию полигенетических комплексов со сложным взаимоотношением вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных фаций, что часто чрезвычайно затрудняет палеовулканологические, палеотектонические и палеогеографические построения.

В зависимости от длительности тектономагматического процесса, характера вулканической деятельности, полного или неполного цикла развития вулканотектонических структур могут образовываться полные и редуцированные формационные ряды. Из всего перечисленного видно, насколько сложно изучение вулканогенно-осадочного литогенеза и особенно выявление общих закономерностей вулканогенно-осадочной седиментации.

Для того чтобы оценить масштаб тех или иных явлений (мощность вулканизма, скорость седиментации и пр.) при изучении вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, а также непосредственную пространственную и временную связь вулканизма с осадконакоплением, в первую очередь необходима синхронизация и датировка в пределах региона вулканогенных и вулканогенно-осадочных разрезов интересующих нас формационных рядов. Такую синхронизацию можно осуществить лишь с помощью комплекса стратиграфических методов: радиологических, палеомагнитных, биостратиграфических. К сожалению, не всегда представляется возможность использовать сразу все имеющиеся методики, когда один метод контролирует другой. В таких случаях синхронизация различных геологических событий в какой-то мере условна, будучи основана на интуиции исследователя и степени его знания геологии региона. Параллельно со стратиграфическими исследованиями проводится изучение морфологической тектоники и вулканотектоники — характера блоковых подвижек, гликативных дислокаций, эволюции вулканотектонических структур. На основе хроностратиграфической шкалы и петрографических исследований создается схема эволюции магматизма, осадконакопления и общей структуры региона за определенный интервал геологического времени. В конечном итоге

все перечисленное можно объединить одним понятием — "фациально-формационный анализ", естественно, в широком понимании этого термина.

Так как термин "формация" до сих пор многозначен, следует дать разъяснения, каким образом он трактуется в данной работе. Мы придерживаемся учения о геологических формациях, разработанного Н.С. Шатским и Н.П. Херасковым. Н.П. Херасков, развивая представления Н.С. Шатского, в своих работах дал наиболее исчерпывающее определение термину "геологическая формация". Он четко сформулировал, что "... формациями называются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т.д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды)" [Херасков, 1967, с. 30].

Таким образом, при описании вулканогенных формаций и рядов мы имеем в виду именно геологические формации, а не петрографические, которые понимаются обычно более широко и выделяются часто на основе предполагаемого генезиса магматического вещества [Левинсон-Лессинг, 1935; Заварицкий, 1950; Кузнецов, 1964].

Для решения поставленных задач Камчатка представляет собой идеальный регион, так как на протяжении практически всего кайнозоя здесь шло развитие наземного вулканического пояса и накопление сопряженных с ним моласс. Наиболее представителен в этом аспекте плиоцен-четвертичный этап развития пояса. Это определяется, во-первых, слабо или практически совсем не измененными породами данного периода, как магматическими, так и осадочными, и, во-вторых, достаточно глубокими эрозионными врезами, позволяющими изучать полные разрезы.

Особенности становления формаций мы тесно связываем с развитием как структуры региона в целом, так и отдельных частных структур. Поэтому большее внимание в работе уделяется общей тектонической характеристике региона и истории его геологического развития. Особенно подробно исследуется блоковое строение региона, поскольку с определенными тектоническими блоками связываются развитие различных вулканотектонических структур и различные типы вулканической деятельности. Связь вулканизма с блоковой тектоникой на Камчатке и в других вулканических районах анализировалась в той или иной степени многими исследователями [Тихонов, 1963; Эрлих, 1973; Фаворская и др., 1969; Васильевский, 1977]. Однако предлагаемая в данной работе более дробная характеристика блоковой тектоники и вулканизма в региональном плане проведена впервые. Такое, на первый взгляд не совсем оправданное, расширенное изложение материала по тектонике, палеогеографии и истории геологического развития вызвано также тем, что подобные построения сделаны впервые на основе разработанной нами корреляционной стратиграфической схемы кайнозоя [Челебаева, Шанцер и др., 1974], большинство положений которой принято на последнем межведомственном стратиграфическом совещании в г. Петропавловске-Камчатском в 1974 г. Часть материалов и выводов, изложенных в данной работе, были опубликованы ранее в различных статьях. Здесь же впервые проводится синтез всего накопленного за много лет материала, приведенного в соответствие с новой стратиграфической схемой.

Предлагаемая работа основана на многолетних комплексных геологических исследованиях, проведенных авторами в различных районах Восточной и Центральной Камчатки, где изучались подобные формационные ряды и различного типа вулканотектонические структуры.

В пределах Восточной Камчатки наиболее подробно изучен район хр. Тумрок, для которого характерны исключительно глубокие эрозионные врезы и местами практически стопроцентная обнаженность. В хр. Тумрок описаны опорные мощные разрезы вулканогенной молассы нижнего плиоцена¹, а также

¹О содержании понятия "вулканогенная моласса" см. ниже, в начале второй главы настоящей работы.

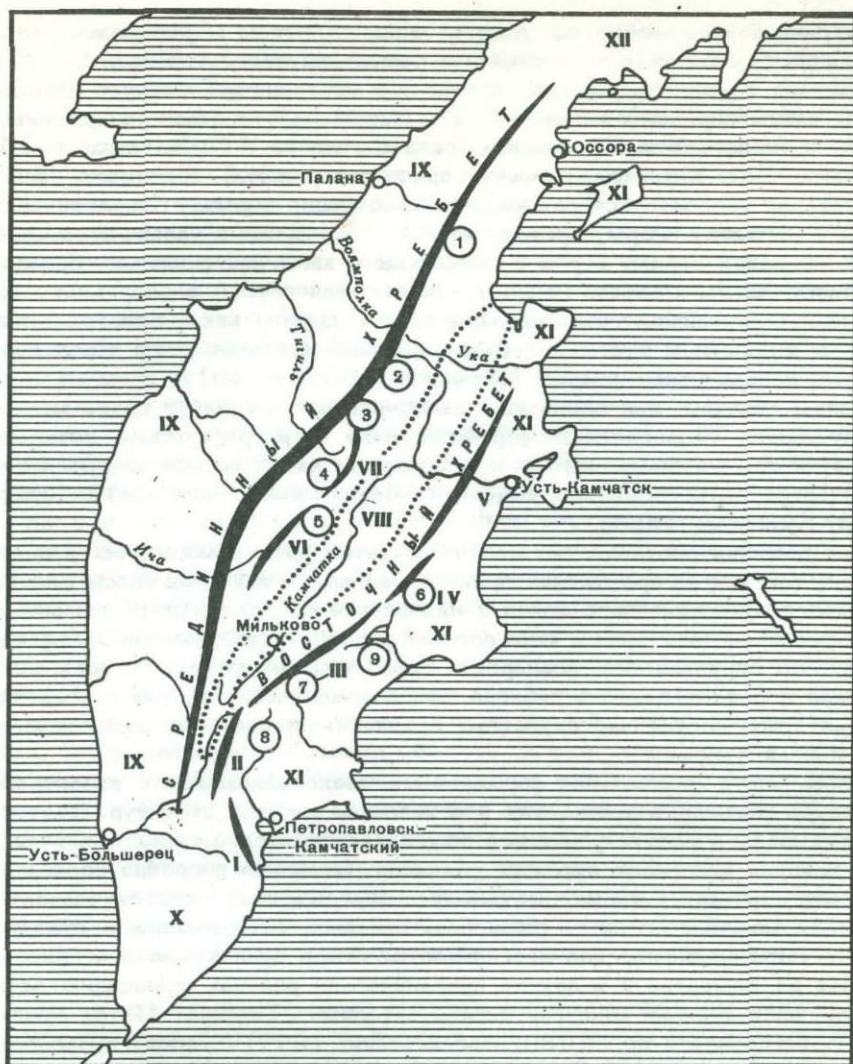


Рис. 1. Географическая схема п-ова Камчатка с обозначением районов, исследованных авторами

Хребты: I - Южно-Быстринский; II - Ганальский; III - Валагинский; IV - Тумрок; V - Кумроч; VI - Козыревский; VII - Быстринский. VIII - Центральная Камчатская депрессия; IX - Западная Камчатка; X - Южная Камчатка; XI - Восточная Камчатка; XII - Северная и Северо-Восточная Камчатка

Районы исследований (на схеме даны в кружках): 1 - бассейн р. Хайлюли, 1972 г.; 2 - бассейны рек Кунхилок и Шишей, 1969 г.; 3 - район массива Алней-Чашаконджа в бассейнах рек Белой и Половинной, 1977 г.; 4 - бассейны рек Крерук, Крюки, Тигиль, Анавгай, Кававля, 1966, 1975 гг.; 5 - Козыревский хребет в бассейне р. Козыревки, 1976 г.; 6 - хребты Тумрок и Гамчен, 1963-1964 гг., 1967, 1970 гг.; 7 - бассейн р. Левого Жупановой, горы Корниловская, Стол, 1968, 1973 гг.; 8 - верховья рек Авачи и Кавычи, 1971 г.; 9 - район кальдеры Узон, Долины Гейзеров, Кроноцкого озера, 1968, 1970, 1973 гг.

разрезы вулканических формаций этого времени. Район стратотипический: здесь выделены нижнеплиоценовая шапинская свита и верхнеплиоценовый тумрокский вулканогенный комплекс [Шанцер и др., 1966]. Кроме того, на востоке региона с той же целью исследованы некоторые районы Валагинского хребта и Восточной вулканической зоны.

Изучение вулканизма и осадконакопления плиоцена (частично плейстоцена) в зоне Срединного хребта Камчатки проводилось по ряду опорных участков, расположенных в различных поперечных тектонических блоках, преимущественно на восточном склоне хребта. В разные годы работы велись (с севера на юг): в бассейне р. Хайлюки, по правым притокам р. Еловки, в районе гор Алней и Чашаконджа, в бассейне рек Крерук, Крюки, Анавгай, в Козыревском хребте. По р. Крерук описаны стратотипические разрезы кактунской нижнеплиоценовой свиты и крерукского верхнеплиоценового вулканогенного комплекса [Гептнер и др., 1972]. Все перечисленные районы показаны на географической схеме (рис. 1).

"Введение", "Эволюция структуры...", разделы главы второй "Район р. Левой Жупановой и Валагинского хребта", главы третьей "Восточный склон Срединного хребта в бассейнах рек Кунхилок и Шишей", Быстринский и Срединный хребты в бассейнах рек Крерук, Крюки, Анавгай и Тигиль", а также главы четвертая и пятая написаны А.Е. Шанцером. Разделы главы второй "Хребет Тумрок", "Район Авачинских озер и верховьев р. Кавычи", разделы главы третьей "Верховья рек Белой и Половинной (район гор Чашаконджа и Алней)", "Район Козыревского хребта в верховьях р. Козыревки" написаны А.Е. Шанцером и Т.С. Краевой.

Авторы выражают глубокую признательность и благодарность всем, кто помог им в разработке данной темы и принимал непосредственное участие в полевых работах и обработке материала, и прежде всего В.И. Тихонову, Э.Н. Эрлиху, А.И. Челебаевой, К.Н. Рудичу, Е.Г. Лупикиной, И.А. Егоровой, В.С. Петрову, А.Р. Гептнеру, М.А. Певзнеру, А.Г. Цикунову, В.П. Силеверстову, Е.В. Дарагану, Ф.С. Файнбергу, Ю.Ю. Иванову.

ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ, ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА И НАЗЕМНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАЙНОЗОЕ КАМЧАТКИ

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОГИБА И СОПРЯЖЕННОГО С НИМ ПОЯСА НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЗМА

После замыкания верхнемезозойских геосинклиналей в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (Камчатка, краевые части Охотской платформы) произошла резкая структурная перестройка: заложились прогибы и сопряженные с ними поднятия северо-восточного простирания, секущие более древние структуры меридионального и северо-западного простираний. От палеоцена до плиоцена включительно (см. рис. 3) характерно пульсационное развитие прогибов и поднятий по простиранию с северо-северо-востока на юго-юго-запад с некоторым смещением их в юго-восточном направлении [Шанцер, 1974]¹. Такую же тенденцию имеет развитие наземного вулканизма, характерного для кайнозойских поднятий. От раннего к позднему кайнозою закономерно расширяются площади, захваченные наземным вулканизмом, с максимумом его проявления в плиоцене, причем развитие вулканического пояса идет также с северо-востока на юго-запад со смещением (за счет увеличения площадей континентальных блоков по сравнению с ранним кайнозоем) к востоку. К концу плиоцена окончательно определяются крупные блоки земной коры, в общих чертах соответствующие современным. Камчатка становится достаточно устойчивым континентальным блоком с интенсивным наземным вулканизмом в центральной и восточной частях региона. Курильская гряда — край Охотской платформы, вовлеченной в подвижную зону, видимо, лишь с позднего эоцена [Шанцер, 1974], продолжает свое развитие на стадии вулканической островной дуги. Северо-западная часть Тихого океана, примыкающая к Камчатке, окончательно оформляется как океанический блок. В северо-западной части Тихого океана в позднем мезозое и в первой половине кайнозоя по ряду признаков предполагается [Тихонов, 1960, 1961, 1963, 1964; Шапиро, 1976] наличие более обширной, чем в настоящее время, суши или в виде части материка, или в виде крупных архипелагов островов. Но из-за недостаточной изученности этого участка акватории Тихого океана пока лишь предположительно можно говорить об общей тенденции разрастания океанических блоков за счет континентальных в течение кайнозоя для северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

ГЛАВНЫЕ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЗМА В КАЙНОЗОЕ

Анализ геологической истории Камчатки в кайнозое [Челебаева и др., 1974] позволяет выделить две основные эпохи складчатости — в раннем олигоцене и в позднем миоцене². С ними связываются наиболее существенные перестройки общей структуры региона в кайнозое, и в первую очередь образо-

¹Впервые это отметил Г.М. Власов [Власов, 1961].

²Стратиграфические перерывы и смещение их по региону читаются по корреляционной схеме кайнозоя (рис. 2, см. вкладку).

вание крупных тектонических блоков с определенной спецификой геологического развития. В раннем олигоцене происходит поднятие большей части региона, а на Восточной Камчатке образуются надвиги западного направления, развитие которых сопровождается интенсивной складчатостью [Шанцер, Тихонов, 1967; Тихонов, 1965]. Напряженность складчатости закономерно уменьшается с востока на запад на сторону Охотской платформы. Наряду с движениями по присущим кайнозой разломам северо-восточного простирания активизируются более древние системы расколов (в основном характерные для мелового времени) северо-западного простирания — Шипунско-Кирганикская, Кроноцко-Тигильская, Озерновско-Хайлюлинская зоны разломов, показанные на рис. 4 [Шанцер, 1979]. В результате движений по этим системам разрывных нарушений формируется блоковая структура региона, сохранившая основные черты строения до настоящего времени. Это — наиболее тектонически активные блоки Восточной и Южной Камчатки, центральный относительно опущенный блок Срединного хребта, северный и южный относительно поднятые блоки Срединного хребта. Восточная Камчатка от Центральной, видимо, в это время отделялась зоной разломов северо-восточного простирания, вдоль которой впоследствии образовалась грабенообразная структура Центральной Камчатской депрессии (рис. 3, IV).

В верхнем миоцене происходит наиболее крупное в кайнозой поднятие суши, скорее всего захватившее площади современных шельфов (рис. 3, VII). Именно в это время Камчатка окончательно стабилизируется как блок суши, а северо-западная часть Тихого океана — как океанический блок. Закладывается глубокий разлом типа крутого надвига (зона Беньофа-Заварицкого), ограничивающий континентальный блок Камчатки от океанического. С развитием этого разлома связывается формирование глубоководного океанического Курило-Камчатского желоба; он же контролирует позднемиоценовую складчатость данного района.

Отмечаемые в позднем плиоцене и в квартере периоды тектонической активизации представляли кратковременные тектонические эпизоды, связанные лишь с блоковыми подвижками.

Пояс наземного вулканизма, связанный с развитием геосинклинальных прогибов, формируется с перерывами в течение всего кайнозоя. Наиболее существенные перерывы в вулканической деятельности приурочены к основным фазам складчатости и падают соответственно на ранний олигоцен и поздний миоцен. Таким образом, всплески вулканизма являются как бы разрядкой после тектонического сжатия в пределах региона. В соответствии с тектонической историей Курило-Камчатской области можно выделить три крупных этапа развития наземного вулканизма: эоценовый, олигоцен-миоценовый и плиоцен-четвертичный. Два первых этапа заканчиваются складчатостью, последний, плиоцен-четвертичный, не завершен: вулканический процесс продолжается и в настоящее время. Объединяя периоды складчатости с периодами развития наземного вулканизма, можно выделить крупные тектоно-магматические циклы: эоцен-раннеолигоценный, олигоцен-позднемиоценовый и незавершенный плиоцен-четвертичный. Каждый из тектоно-магматических циклов можно более подробно разделить по кратковременным тектоническим эпизодам и соответственно перерывам в развитии вулканизма. В данной работе такие перерывы и тектонические эпизоды будут рассматриваться лишь для последнего, плиоцен-четвертичного, тектоно-магматического цикла, предыдущая же история эволюции структуры и вулканизма региона приводится лишь в обобщенном виде.

На границе мела и палеогена (видимо, в данин-раннем палеоцене) в пределах региона произошла коренная структурная перестройка с обособлением структурно-фациальных зон, имеющих в кайнозой свою специфическую историю развития. Выделяются три крупные структурно-фациальные зоны северо-восточного простирания: зона Восточно-Камчатского прогиба, Центральная зона поднятий и развития наземного вулканизма и зона Западно-Камчатского прогиба [Геология СССР, т. XXXI, 1964]. Подробно история развития каждой структурно-фациальной зоны в кайнозой была рассмотрена нами ранее [Шанцер, 1974]. Здесь же мы остановимся лишь на особенностях развития наземного вулканизма и связанных с ним формаций.

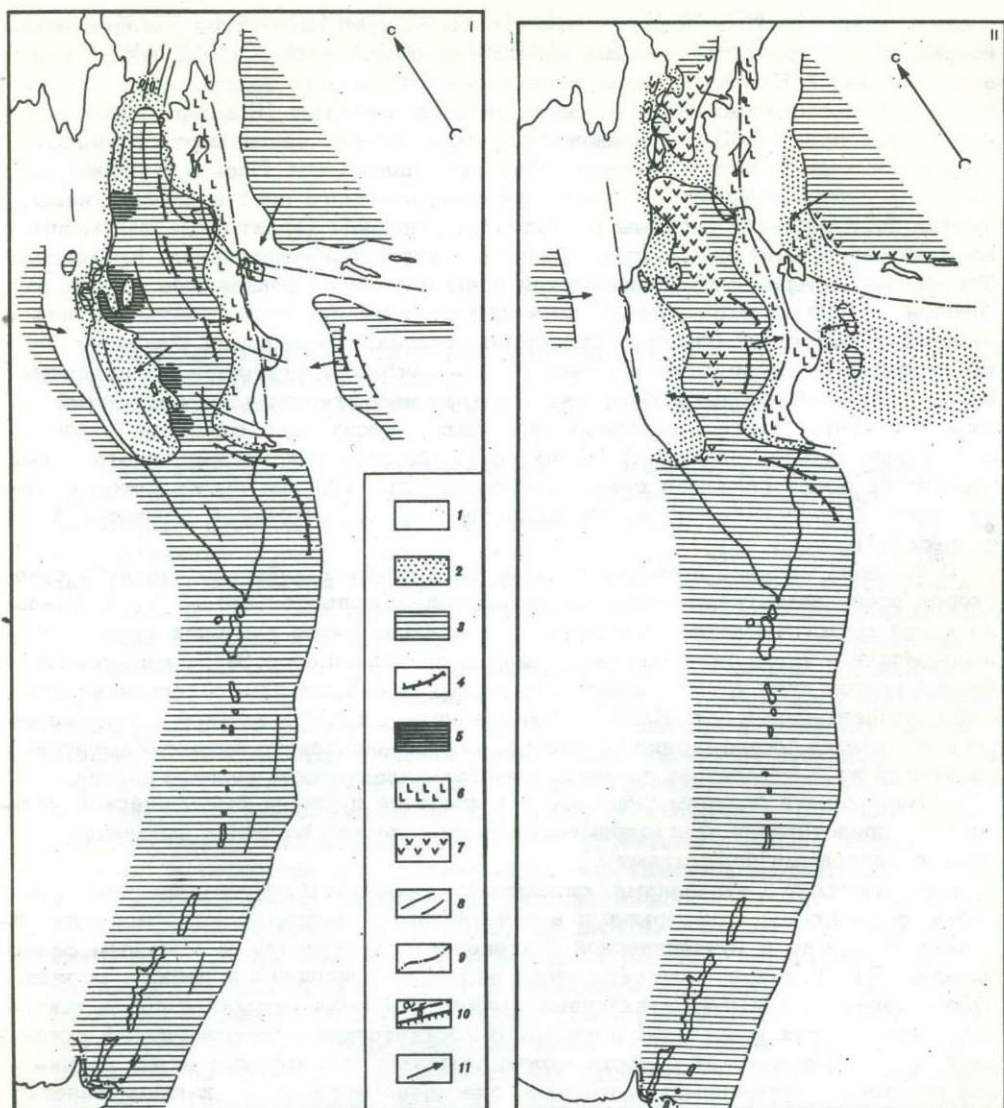


Рис. 3. Палеогеографические схемы Курило-Камчатской зоны в кайнозое

I - палеогеографическая схема нижнепалеоценового времени; II - палеогеографическая схема среднепалеоценового времени; III - палеогеографическая схема верхнепалеоценового времени; IV - палеогеографическая схема нижнеолигоценового времени; V - палеогеографическая схема для среднего-верхнего олигоцена; VI - палеогеографическая схема для раннего-среднего миоцена; VII - палеогеографическая схема для верхнемиоценового времени; VIII - палеогеографическая схема для нижнеплиоценового времени

1 - море; 2 - мелкое море; 3 - суша; 4 - оси предполагаемых горных хребтов; 5 - районы континентального осадконакопления; 6 - районы развития подводного вулканизма; 7 - районы развития наземного вулканизма; 8 - оси тектонических структур и направления простирания складок; 9 - оси прогибов; 10 - разрывные нарушения: а) сбросы и всбросы, б) надвиги; 11 - направление сноса обломочного материала.

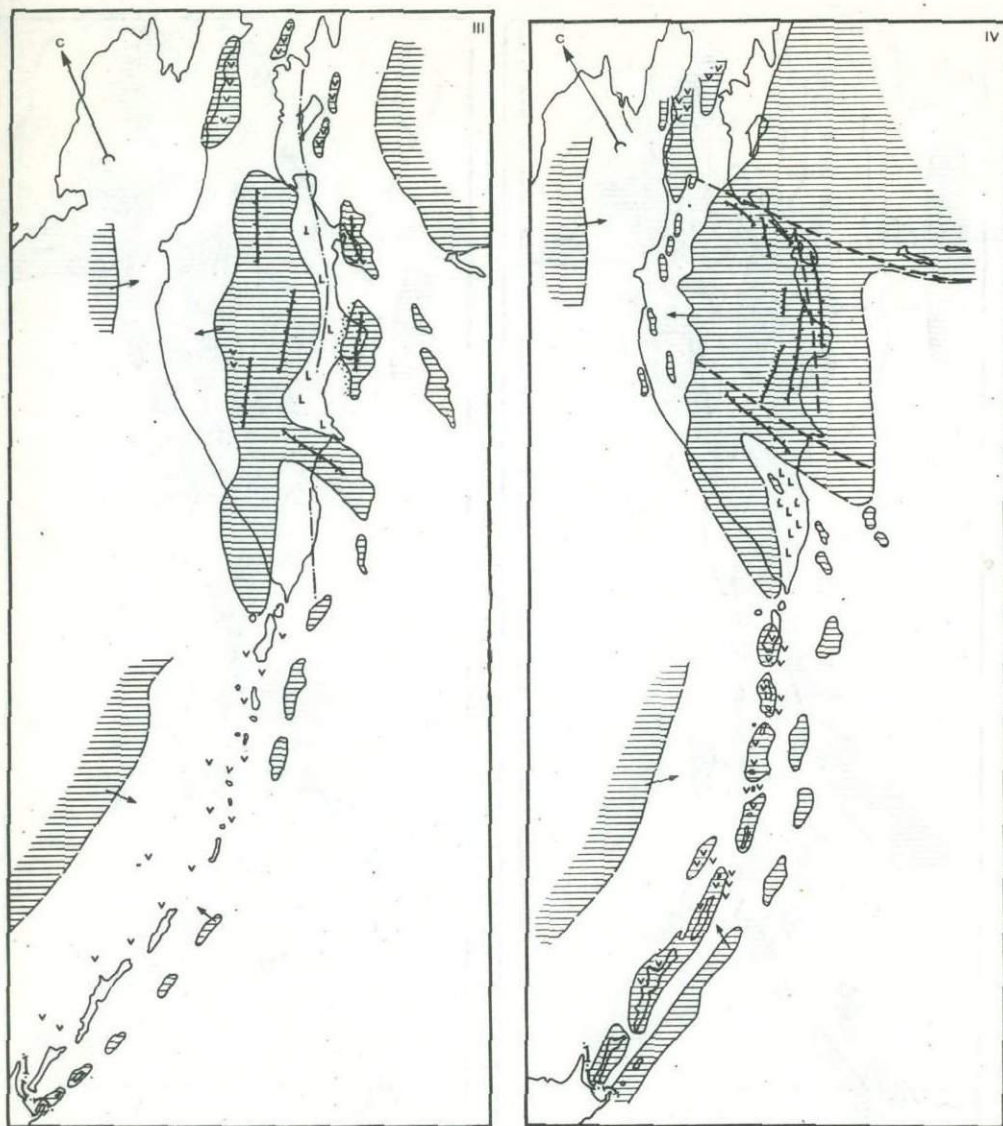


Рис. 3 (продолжение)

Поднятие Центральной Камчатки в начале палеоцена было, по-видимому, невулканическим и представляло собой гористую, интенсивно размывающуюся сушу. В раннем и среднем эоцене здесь начался наземный вулканизм, захвативший преимущественно северную часть поднятия (рис. 3, II). Это — время формирования кинкильской существенно вулканогенной свиты, представленной чередующимися крупными пачками базальтов, дацитов, липарито-дацитов. В составе свиты отмечаются также вулканогенно-осадочные угленосные отложения с остатками ископаемой флоры. В периферических частях ареала распространения кинкильской свиты встречаются прослой прибрежно-морских осадков с фауной моллюсков, характерной для эоценовой морской сантольской свиты. В пределах Западно-Камчатского прогиба вулканотерригенными и вулканогенно-осадочными аналогами кинкильской свиты являются, видимо, континентальные фации части тигильской серии. Собственно вулканогенные фации ограничено распространены лишь в западном крыле прогиба — андезитовый горизонт напанской свиты в районе мыса Утхолокского. Можно предположить, что в это время слабый вулканизм развивался по краю Охотской платформы. На

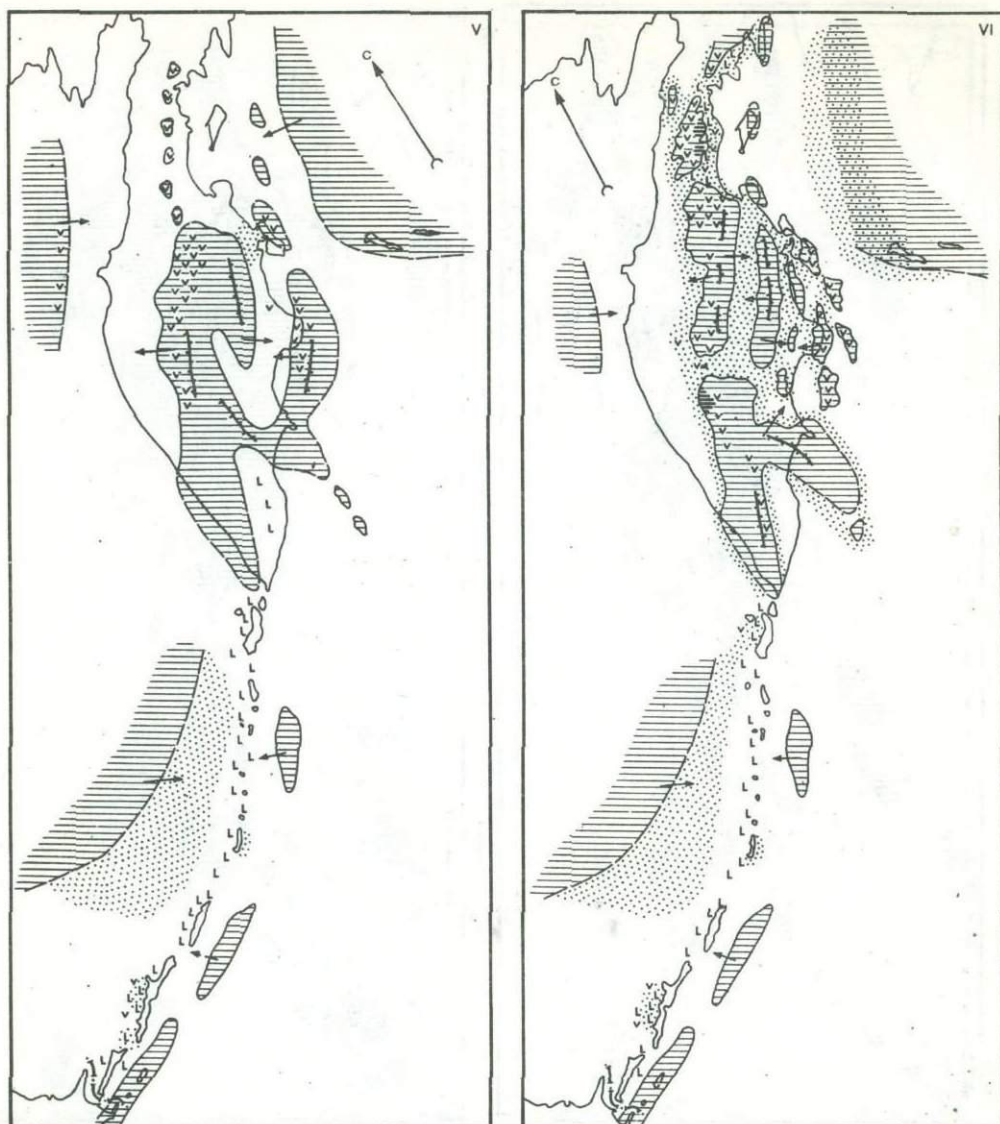


Рис. 3 (продолжение)

севере Восточного прогиба возрастным аналогом кинкильской свиты служат нижняя и средняя части килакирнунской свиты илипинской серии. Лапареламский горизонт кислых туфов в верхней трети разреза килакирнунской свиты соответствует, по-видимому, усилению кислого вулканизма к концу среднего эоцена.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные накопления перечисленных выше свит и серий по существу представляют собой как латеральные, так и вертикальные формационные ряды, в которых сочетаются существенно эффузивные, эффузивно-пирокластические формации и вулканогенные молассы, накапливавшиеся в наземных и прибрежно-морских условиях. В более южных районах Центрального поднятия вулканизм либо отсутствовал, либо проявился намного слабее, чем на севере. Лишь для южных районов Срединного хребта имеются данные о прибрежно-морском и субконтинентальном вулканизме кирганикской свиты и о наземном андезито-базальтовом вулканизме черепановской свиты в верховьях р. Воровской.

После эпохи раннеолигоценовой складчатости вулканизм в пределах Центрального поднятия и его западных и восточных склонов периодически (ви-

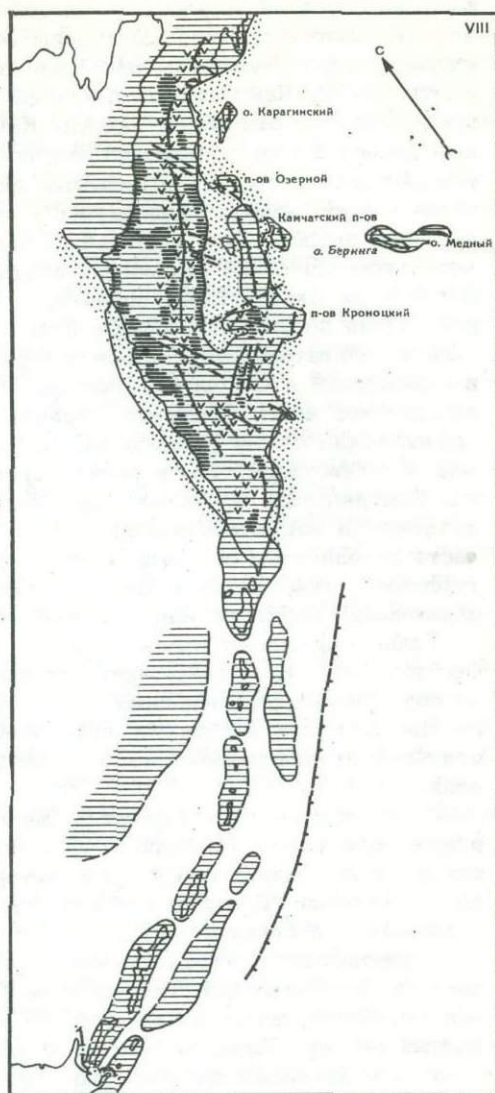
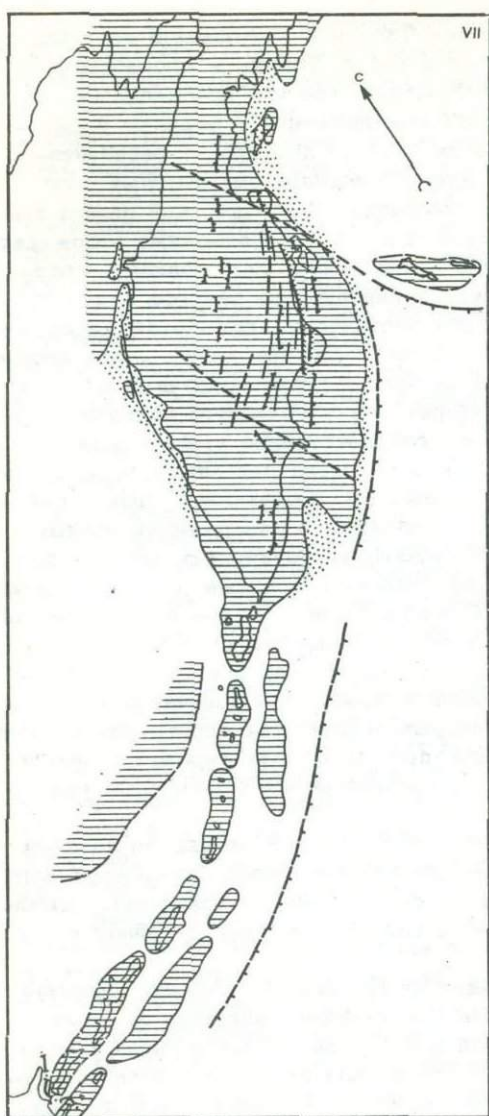


Рис. 3 (окончание)

димо, лишь с небольшими перерывами) проявлялся в олигоцене, а также в раннем и среднем миоцене, с тенденцией постепенного распространения с севера на юг по простиранию поднятия. В северной части Центрального поднятия наиболее сильная вспышка вулканизма приурочена к низам среднего миоцена (верхи успенской свиты), причем характерно проявление как основного, так и кислого вулканизма. От зал. Корфа на севере до низовьев р. Еловки на юге поднятие приобретает характер вулканической горной страны. По всей вероятности, это были крупные острова, разделенные мелким морем (рис. 3, VI). Судя по характеру вулканических толщ, в это время формировались базальтовые щитообразные вулканы и стратовулканы, а также кислые экструзивные купола и покровы игнимбритов. В южной части поднятия вулканизм проявился слабее и неравномерно. Характерны крупные, но достаточно разобщенные центры кислого вулканизма (в центральной части и на юге Среднего хребта и в хр. Южно-Быстринском).

Со второй половины среднего миоцена происходит резкое сокращение бассейнов морского осадконакопления. Вся Восточная и Южная Камчатка становятся достаточно устойчивой сушей с преимущественно невулканическим релье-

фом. На Западной Камчатке в бассейнах рек Тигиля и Хайрюзовой обособляется крупное поднятие, простиравшееся от устья р. Тигиль в юго-восточном направлении, к бассейнам рек Анавгая и Быстрой, где оно причленялось к Центральному Камчатскому поднятию. Блоковые движения в позднем и среднем миоцене в отдельных районах Камчатки создали достаточно расчлененный рельеф с межгорными депрессиями, куда происходил интенсивный снос обломочного материала с размывающихся поднятий. Тектонический режим был, по-видимому, крайне изменчивым, пульсационным: грубообломочные отложения периодов интенсивного размыва сменялись тонкозернистыми осадками, соответствующими более стабильной обстановке и нивелировке рельефа поднятий. В пределах Центрального поднятия и по его восточному обрамлению характерно накопление достаточно мощных континентальных толщ. На севере — это корфская континентальная угленосная серия и ее вулканогенно-осадочные аналоги в Ильинском и Оссорском районах; на территории Тигильского поднятия и в центральной части Среднего хребта — это соответственно ительменская и кавалинская свиты [Челебаева, 1971]. Вулканическая деятельность намного менее интенсивная, чем в раннем-среднем миоцене, проявлялась лишь в районах Центрального поднятия и выразилась в основном в извержениях кислых вулканов, а также образовании кальдер и вулканотектонических депрессий, часто заполненных озерами, в которых накапливались довольно мощные пачки туффигов¹, тефроидов² и кислых туфов. С кислым вулканизмом было связано образование незначительных по площади и объему покровов игнимбритов.

Таким образом, с низов среднего миоцена, так же как и в течение предшествующего этапа становления вулканического пояса, для Камчатки характерно образование формационных рядов, в которых выделяются собственно вулканогенные формации и вулканогенные молассы, причем весьма широкое развитие получают вулканогенно-осадочные толщи, накапливавшиеся в наземных условиях.

В позднем миоцене Камчатка (за исключением незначительных по площади районов), а также, по-видимому, прилегающие участки шельфа и материкового склона представляли собой сушу, которая на северо-западе, возможно, смыкалась в Охотией. К этому времени относятся наиболее мощные в кайнозойское горообразование и складчатость.

В результате позднемиоценовой орогении на Восточной Камчатке сформировался тектонический горный рельеф. На Центральной Камчатке он был, видимо, более низогорным, а на Западной преобладал мелкосопочный и равнинный рельеф. Вслед за орогенией вплоть до начала плиоцена Камчатка становится стабильным блоком суши, где происходит интенсивное выравнивание рельефа.

Ввиду недостаточной изученности эоценового и олигоцен-миоценового этапов наземного вулканизма пока можно наметить лишь некоторые общие тенденции в развитии как вулканического процесса, так и связанного с ним континентального осадконакопления. Для обоих этапов в общем характерен контрастный вулканизм с широким развитием базальт-дацитовых известково-щелочных серий. Аномально встречаются эффузивы и интрузивные тела субщелочного состава и породы, пересыщенные глиноземом. Положение их в общей цепи развития магматических формаций и структуры пока неясно. И в эоцене и в олигоцен-миоцене намечаются формационные ряды общего типа: вулканогенная контрастная базальт-дацитовая формация — континентальная вулканогенная моласса — прибрежно-морская (часто вулканогенная) моласса. В зависимости от интен-

¹ Термин "туффит" рекомендован для вулканогенно-осадочных (смешанных) пород Всесоюзным семинаром по вулканогенно-осадочным породам в 1968 г. [Классификация..., 1970]. Является собирательным по отношению к подгруппе "осадочно-пирокластических пород" (т.е. пород с преобладанием необработанной пирокластике).

² "Тефроид" — термин, предложенный на том же семинаре для пород, образованных из переложной тифры [Дзоценидзе, Хворова, 1968] "без ошутимой примеси постороннего материала" [Ботвинкина, 1974].

сивности вулканизма изменяется доля вулканических продуктов (непосредственно попадающих в осадки при извержениях) в терригенных отложениях. Добавочные по отношению к терригенной составляющей объемы ювенильного материала, поступающие в осадок, часто способствуют резкому увеличению мощностей вулканогенных моласс. Аналогичные формационные ряды образуются и на последнем, плиоцен-четвертичном, этапе развития наземного вулканизма.

Таким образом, по набору формаций рисуется некоторая однотипность континентального вулканического и вулканогенно-осадочного процесса на каждом этапе развития пояса наземного вулканизма в кайнозое. К сожалению, пока не удается выяснить характер эволюции указанных формационных рядов от эоцена к кварталу, которая, безусловно, должна существовать. Это задача будущего. Она осуществима лишь при наличии подробных геологических описаний формационных рядов в целом для каждого этапа развития, изучения характера тектоники и вулканотектоники также для каждого этапа, выявления петрологических и геохимических особенностей каждой формации в отдельности.

Для построений такого рода пока достаточно изучен лишь позднелигоцен-четвертичный этап развития наземного вулканизма, а также синхронной ему вулканогенно-осадочной и вулканотерригенной аккумуляции. Предлагаемая работа является опытом характеристики формационных рядов, образующихся в данный период развития вулканогенного пояса на Камчатке. Прежде чем перейти к описанию плиоцен-четвертичных образований конкретных районов, полезно дать общую характеристику геологической истории времени их формирования.

После эпохи выравнивания рельефа (поздний миоцен-ранний плиоцен) на большей части территории региона по линейным зонам произошли тектонические подвижки, в результате которых наметились крупные блоковые структуры преимущественно северо-восточного простирания, что привело в конечном итоге к формированию современного рельефа. Большая роль в развитии рельефа принадлежит и вулканизму. Таким образом, нижнелипоценовый этап можно охарактеризовать как время начала формирования новейших структур и продолжения развития вулканического пояса.

В раннем плиоцене (см. рис. 3, VIII) большая часть территории Восточной и Южной Камчатки представляла собой устойчивую сушу. В отдельных местах на крайнем севере и юге региона трансгрессировало мелкое море, захватывая незначительные площади; видимо, это были кратковременные ингрессии. Морские слабоугленосные фации присутствуют в низах разреза шапинской свиты в хр. Тумрок, в отдельных участках на Шипунском полуострове и на Кроночской площади, а также на юге Камчатки. Для этого времени характерно мощное континентальное осадконакопление, как вулканотерригенное, так и чисто вулканическое. Часто наблюдаются сложные фациальные переходы от вулканотерригенных угленосных фаций через вулканогенно-осадочные к вулканогенным.

Значительные участки Восточного хребта (хребты Валагинский, частично Тумрок и Кумроч) в раннем плиоцене представляли собой горные системы с достаточно расчлененным рельефом. Вулканические хребты образовывались за счет линейно расположенных крупных базальтовых, андезитов-базальтовых и дацитовых вулканов. Формирование их было связано с развитием поперечных структур северо-западного и субширотного простираний. На большей части территории Южной Камчатки в это время также образуется преимущественно аккумулятивный вулканический рельеф, и лишь в восточной, прибрежной части и в районе хр. Южно-Быстринского можно допустить существование тектонических поднятий. Массовые выбросы игнимбритовой пирокластики при извержении базальт-дацитовых серий Восточной и, по-видимому, Южной Камчатки в раннем плиоцене "затопили" мелко всхолмленный рельеф. В результате образовались обширные пространства платоигнимбритов. Реликты такие поверхностей сохранились как на Восточной (хр. Гамчен), так и на Южной Камчатке.

В Центральной Камчатской депрессии в раннем плиоцене с севера ингрессировало мелкое море. Прибрежно-морские фации прослеживаются вдоль вос-

точных склонов Срединного хребта — от п-ова Озерного на севере до широты хр. Никольского на юге. Обычно они приурочены к низам разреза кахтунской свиты, наиболее полно представленной в бассейнах рек Кахтун, Сехлун, Кре-рук (левые притоки р. Камчатки). На остальной территории Центральной Камчатки, а также почти на всей Северной Камчатке шла интенсивная наземная как вулканогенная, так и вулканогенно-осадочная аккумуляция. Здесь толщи смешанных пород¹, как и на Восточной Камчатке, накапливались в депрессиях типа межгорных впадин. В отличие от востока полуострова такие структуры всегда были сопряжены с вулканическими поднятиями. Срединный хребет, кроме самой южной части, где существовал выступ кристаллических пород, до широты р. Хайлюли на севере представлял чисто аккумулятивную вулканическую возвышенность. Севернее, вплоть до широты зал. Корфа, формировался преимущественно тектоно-вулканический рельеф. Здесь одновременно с образованием основных и кислых вулканов происходило общее поднятие района. Особняком стоят о-в Карагинский и прилегающая к нему акватория, где в раннем плиоцене господствовали морские условия [Гладенков, 1972].

В пределах большей части Срединного хребта возник сложный вулканический рельеф, представленный системой вулканических хребтов и плато. Характерными для этого времени были существенно лавовые стратовулканы, кальдеры и вулканотектонические депрессии, в которых, как правило, наряду с вулканическими накапливались мощные пачки тефроидов озерного и флювиального генезиса. Тонкослоистые озерные осадки, отвечающие по составу кислым туфам, в которых захоронена ископаемая флора, часто встречаются в кахтунской свите в бассейнах рек Кимитина, Сехлун, Кахтун, а также в бассейне правых притоков р. Еловки. Массовые излияния ареальных базальтов и извержения игнимбритов образовали платообразные поверхности, причем игнимбриды ассоциировались как с кольцевыми вулканотектоническими депрессиями, так и с линейными структурами типа грабенов. Следует отметить, что, несмотря на общее северо-восточное простираие вулканической зоны Центральной Камчатки, вулканы и отдельные вулканические хребты часто контролируются разломами северо-западного простираия. Такое же простираие в нижнем плиоцене имели многие вулканотектонические грабены.

На большей части территории Западной Камчатки в нижнем плиоцене происходил постепенный переход от прибрежно-морского осадконакопления к континентальному — это время формирования вулканотерригенной и частично вулканогенно-осадочной энеменской свиты, для которой характерна слабая угленосность, выраженная маломощными прослоями бурых углей и лигнитов. Часть территории Западной Камчатки в это время была областью слабого размыва с продолжающимся медленным выравниванием рельефа.

В итоге к концу нижнего плиоцена в общем виде заложились следующие основные морфоструктурные элементы Камчатки: хребты Восточный и Срединный; Центральная Камчатская депрессия, которая на большей своей части имела вид глубокого морского залива, вулканические нагорья Южной Камчатки и Западно-Камчатская холмистая равнина.

Для конца нижнего плиоцена характерны перерыв в развитии вулканизма и блоковые движения, неравномерно проявившиеся по региону. Небольшие гранитные и габбро-диоритовые интрузии, распространенные на юге Срединного хребта и частично в Восточном хребте, по-видимому, синхронны этому тектоническому эпизоду и по возрасту соответствуют аналогичным интрузиям Курильских островов. Так, например, возраст диоритов и габбро-диоритов в хр. Кумроч определен в $4 \pm 0,2$ млн. лет [Вольнец, Шилин, 1965]. Интервал тектонического эпизода и тем самым перерыва в вулканизме для разных районов Камчатки определяется по-разному. Так, по палеомагнитным данным и цифрам радиологического датирования, для Срединного хребта (бассейн рек

¹ Термин "смешанные породы" рекомендован Всесоюзным семинаром по вулканогенно-осадочным породам в 1968 г. для образований, в которых присутствует, с одной стороны, терригенный материал, а с другой — пирокластический, извергающийся синхронно седиментации [Классификация..., 1970].

Крерук — Крюки) перерыв в вулканизме, вероятнее всего, падает на палеомагнитную эпоху Гаусса и низы эпохи Матуяма. На Восточной Камчатке — области более тектонически активной — данный тектонический эпизод более растянут и охватывает как эпоху Гаусса, так и большую часть эпохи Матуяма [Гладенков, Шанцер, 1978].

После перерыва в вулканической деятельности и интенсивных блоковых подвижек в позднем плиоцене в поперечных структурных зонах Восточной Камчатки (Кроноцко-Тигильской, Шипунско-Кирганикской) интенсивно проявился андезитовый вулканизм (тумрокский вулканогенный комплекс). На остальной территории Восточной Камчатки вулканизма не было или же он проявлялся крайне слабо (одиночные андезитовые и андезито-базальтовые вулканы). В Усть-Камчатском районе и в бассейне р. Озерной локально шло терригенное прибрежно-морское осадконакопление. В Срединном же хребте вслед за тектоническим эпизодом следует новый этап развития контрастных базальт-дацитовых серий явно с подчиненной ролью андезитового вулканизма. Мощные долгоживущие андезитовые центры располагаются лишь локально, на сочленении крупных тектонических блоков. Вулканогенно-осадочные фации, синхронные этому этапу развития вулканизма, накапливаются, видимо, в основном в Центральной Камчатской депрессии и плохо доступны наблюдениям. На отдельных участках они встречаются и на Западном побережье: усть-тигильская свита, вулканогенно-осадочная свита р. Пустой [Челебаева, 1971а; Арсанов, Малаева, 1964]. С позднего плиоцена по настоящее время вулканизм продолжает транзитно развиваться в зоне Срединного хребта. На Восточной, Южной Камчатке и в Центральной Камчатской депрессии в собственно четвертичное время вулканизм охватил более широкие площади (Восточная вулканическая зона, Ключевская группа вулканов и пр.).

Таким образом, и в плиоцен-четвертичном этапе продолжается тенденция развития вулканического пояса по простиранию с северо-северо-востока на юго-юго-запад с некоторым смещением (расширением) областей вулканизма к востоку.

БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ КАМЧАТКИ. ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

На фоне общих закономерностей развития пояса наземного вулканизма наблюдаются локальные особенности проявления, связанные с развитием отдельных тектонических блоков и ассоциирующих с ними тектоно-магматических структур. Для решения поставленной задачи следует остановиться на этих вопросах подробнее.

Современная структура Камчатки представляет собой систему тектонических блоков, образовавшихся в течение позднего кайнозоя в результате движений по разломам преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний. Наиболее отчетливо выражены линейные блоки типа горстов и грабенов северо-восточного простирания, соответствующие крупным современным морфоструктурам, в какой-то степени унаследованно развивавшиеся в течение кайнозоя (или по крайней мере в течение мио-плиоцена и плейстоцена).

К линейным структурам северо-восточного простирания относятся также аккумулятивные формы типа вулканических хребтов, возникших на пологих сводовых поднятиях такого же простирания. В первом случае — это односторонние горсты Восточного хребта, грабен в южной части Камчатской депрессии и ряд других, более мелких структур, во втором — часть Срединного хребта от гор Аляея и Чашаконджи на юге до р. Хайлюли на севере, хр. Гамчен на Восточной Камчатке и др. [Мелекесцев и др., 1974].

Менее отчетливо выделяются поперечные по отношению к ним блоковые структуры, связанные с более древней, видимо, позднемезозойской системой расколов северо-западного простирания. Движения по таким разломам пульсационно проявлялись на протяжении всей кайнозойской истории, в результате чего основные современные морфоструктуры (хребты Срединный и Восточный,

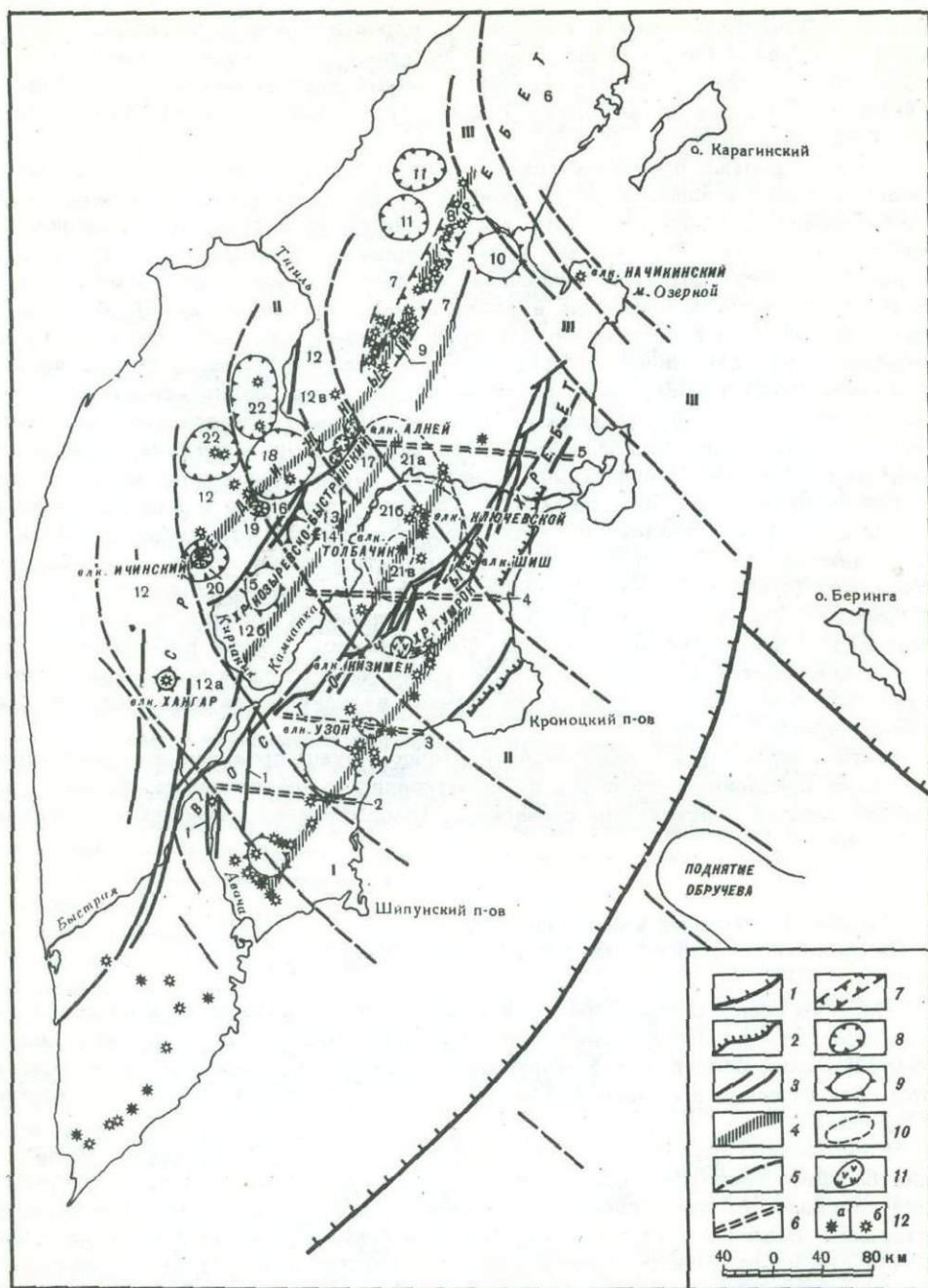


Рис. 4. Блоковое строение и тектоно-магматические структуры Камчатки в позднем кайнозое

1 - глубинные разломы, отграничивающие континентальные блоки земной коры от океанических; 2 - верхнемиоценовые надвиги; 3 - системы молодых структурообразующих разломов; 4 - долгоживущие магмсподводящие разломы типа раздвигов; 5 - системы древних разломов северо-западного простирания, движения по которым периодически возобновляются в кайнозое; 6 - зоны широтных разломов Восточной Камчатки; 7 - линейные вулканотектонические структуры; 8 - кольцевые вулканотектонические депрессии и кальдеры; 9 - купольно-кольцевые структуры; 10 - ареалы распространения субшелочных плагиофировых базальтов; 11 - андезитовые вулканические узлы и отдельные вулканы; 12 - вулканы: а) действующие, б) потухшие

Восточная вулканическая зона, Западно-Камчатский прогиб) разбиты на крупные поперечные блоки (рис. 4).

Начало формирования мозаичной блоковой структуры региона следует отнести к эпохе раннеолигоценовой складчатости, когда по диагональным разломам северо-западного простирания территория Камчатки была расчленена на крупные блоки, каждый из которых в течение позднего кайнозоя имел свою специфическую историю развития [Шанцер, 1979]. Во время позднемиоценовой орогении унаследованно происходит дальнейшая трансформация блоковой структуры Камчатки, о чем уже говорилось в разделе об основных фазах складчатости. Наряду с активными (линейными для региона) разломами северо-восточного простирания, сформировавшими основные неоструктуры, оживают на отдельных участках и системы северо-западных разрывных нарушений более древнего заложения. Именно в это время окончательно формируются основные крупные тектонические блоки, развитие которых в дальнейшем тесно взаимосвязано с магматическим процессом: каждая блоковая структура имеет характерные индивидуальные черты.

Можно выделить основные системы дизъюнктивных нарушений, которые являются определяющими как для процесса блоковой тектоники, так и для развития магматизма.

Системы северо-восточного простирания.

а) Разломы типа сбросов и сбросо-сдвигов, ограничивающие с запада односторонний горст Восточного хребта; частично разломы восточного обрамления юга Срединного хребта до широты р. Кирганик и разломы восточного ограничения Берегового хребта Южной Камчатки.

б) Зоны разрывов, видимо, представляющие собой системы трещин растяжения и существующие длительное время как магмоводы. Такие зоны, возможно, достаточно глубокого заложения, фиксируются в основном по комплексу геофизических данных под вулканами Срединного хребта, Восточным вулканическим районом, вдоль восточного борта Срединного хребта примерно от широты р. Кирганик на север, для Камчатской депрессии — под Ключевской группой вулканов [Утнасин и др., 1975].

Системы северо-западного простирания. Проявляются в современной структуре Камчатки фрагментарно за счет "подавления" их развивающимся молодым структурным планом северо-восточного простирания. Наиболее крупные из них с юга на север следующие.

а) Шипунско-Кирганикская зона (рис. 4, I). По данным наземных наблюдений, детального дешифрирования аэроснимков с привлечением имеющихся на

Окончание подписи к рис. 4

Зоны: I — Шипунско-Кирганикская, II — Кроноцко-Тигильская; III — Озерновско-Хайлюлинская

Арабские цифры на рисунке: 1 — грабены вдоль рек Авачи и Кавычи; 2 — Карымско-Ганальский разлом; 3 — Узонско-Валагинский разлом; 4 — Адриановско-Толбачинский разлом; 5 — Алнейско-Усть-Камчатский разлом; 6 — северный блок Срединного хребта; 7 — центральный опущенный блок Срединного хребта; 8 — зона вулканоструктурных грабенов; 9 — магмоподводящий разлом центрального блока; 10 — Хайлюлинская кольцевая структура; 11 — предполагаемые кольцевые структуры в бассейнах рек Воямполка и Кахтана; 12 — южный относительно поднятый блок Срединного хребта; а) наиболее поднятый блок второго порядка, б) промежуточный блок второго порядка, в) относительно опущенный блок второго порядка; 13 — Анавгайско-Кавалинская кольцевая структура; 14 — Северо-Козыревская кольцевая структура; 15 — Южно-Козыревская кольцевая структура; 16 — Быстринско-Анавгайский грабен; 17 — кольцевые структуры в верховьях р. Тигиль; 18 — Анаунская кольцевая структура (в стадии зарождения); 19 — кальдера Уксичан; 20 — Паялпанская кольцевая структура; 21 — ареалы распространения плагифирилов базальтов: а) в плиоцене, б) в плейстоцене, в) в голоцене; 22 — первичные кольцевые структуры вулканов Кетепана и Большого

эту территорию космических снимков, анализа структурных особенностей и расположения магматических центров, эта зона охватывает на востоке Шипунский полуостров и прилегающее к нему в океане подводное поднятие, трансформируется в виде системы мелких блоков в южной части Валагинского и в Ганальских хребтах. В Срединном хребте расколы этой зоны пересекают северное окончание выступа кристаллических пород (блок с четвертичным вулканическим Хангар) и фрагментарно прослеживаются в полосе вплоть до долины р. Кирганик на севере [Ротман, 1964]. Несколько западнее, на северном ограничении зоны, расположен крупный вулканический Ичинский центр. Западные разломы поперечной зоны, плавно изгибаясь, разворачиваются в субмеридиональном направлении.

б) Кроноцко-Тигильская зона (рис. 4, II) простирается от Кроноцкого полуострова на юго-востоке до вулканов Кетепана и Тигильского поднятия на северо-западе. На протяжении всей кайнозойской истории в ней неоднократно происходит оживление движений по древней и, видимо, более глубокой системе разломов северо-западного и северо-западно-меридионального простирания, выражающееся в развитии фрагментов поперечных структур и в проявлении вулканизма. Это такие структуры, как поднятие Кроноцкого полуострова, перекомпенсированный вулканический прогиб хр. Тумрок (рис. 5, I, V, см. вкладку), образовавшийся в результате движений по расколам северо-западного простирания в плиоцене и раннем квартере; аккумулятивное и частично аккумулятивно-тектоническое поднятие Никольского хребта и Асхачного увала (рис. 5, VIII); наконец, Тигильское поднятие с выходами верхнемеловых пород, отсутствующих как севернее, так и южнее. Здесь же намечается резкое расширение зоны четвертичного вулканизма в северо-западном направлении (по отношению к оси Срединного хребта) в бассейнах рек Тихая и Тигиль.

Отметим, что разломы северо-западного простирания не всегда дают видимое поверхностное смещение пластов. Часто они дешифрируются по системам однонаправленных участков речных долин, гребней гор, шлаковых и лавовых конусов. В таких случаях они представляют собой либо систему безамплитудных трещин, либо поверхностное отображение смещений или флексуобразных изгибов на глубине. Хорошо прослеживаются расколы северо-западного простирания в Козыревском и Быстринском хребтах, где зафиксированы верхнеплейстоцен-голоценовые грабены такого же направления и взаимосвязанные с ними моногенные вулканы. Картируются они также в Анаунском районе, в верховьях р. Тигиль, на востоке зоны — в Чажминском и Валагинском хребтах, на Кроноцком полуострове. На простирании Кроноцко-Тигильской зоны в океане к Кроноцкому полуострову подходит поднятие Обручева, продолжающееся на юго-восток цепью Императорских гор. Интересно, что здесь зафиксирована единая магнитная аномалия для Кроноцкого полуострова и северо-западной части поднятия Обручева, подтверждается она гравикой [Супруненко, Декин, 1968а, б; Воробьев, 1975]. Отметим также, что, как и в случае Шипунско-Кирганинской зоны, прослеживающиеся вдоль Кроноцко-Тигильской зоны дизъюнктивные нарушения на западе, в бассейне р. Тигиль и в районе вулкана Кетепана, приобретают субмеридиональные простирания.

в) Озерновско-Хайлюлинская зона (см. рис. 4, III) связывается, вероятнее всего, с сочленением двух крупных структур — Алеутской и собственно Камчатской. В ее пределы входит п-ов Озерной с молодым Начикинским вулканом, Хавывенский выступ кристаллических пород, в Срединном хребте — район сочленения поднятых северных блоков и южных, опущенных (бассейн р. Хайлюли). Характерно, что западнее на простирании этой зоны (так же как и Тигильско-Кроноцкой) расширяется ареал распространения четвертичных вулкаников по отношению к осевой части вулканогенно-аккумулятивного Срединного хребта.

Безусловно, как в первом, так и во втором случае наряду с указанными крупными зонами развиваются менее значимые разломы как северо-восточного, так и северо-западного простирания. Интересно отметить, что с северо-запада на юго-восток наблюдается веерообразное расхождение поперечных систем разрывных нарушений в виде сближающихся дуг в западной части региона и расходящихся в пределах Восточной Камчатки.

Наряду с описанными крупными системами разрывных нарушений, определяющих основную блоковую структуру Камчатки, существует ряд протяженных широтных и меридиональных сколов, одни из которых прекрасно картируются и часто хорошо выражены в рельефе, другие же фиксируются лишь геофизическими методами. Примером меридиональных нарушений могут служить разломы по рекам Средней Аваче и Кавыче, вдоль которых формируются узкие молодые грабены (см. рис. 4,1); аналогичные разломы трассируются по р. Быстрой, по правобережью р. Тигиль и др. Особый интерес представляют крупные широтные разломы, хорошо фиксируемые лишь на Восточной Камчатке, реже — на восточном склоне Срединного хребта [Супруненко, Декин, 1968б]. Такие разломы, вероятнее всего, затухают на Западной Камчатке. С юга на север выделяются четыре такие крупные разрывные структуры.

1. Карымско-Ганальский разлом (см. рис. 4,2). Он хорошо фиксируется на местности по смещению широтных блоков в Ганальском хребте и на юге Валагинского хребта, трассируется на восток цепочками голоценовых и верхнеплейстоценовых базальтовых шлаковых и лавовых конусов вплоть до кальдеры Карымского озера.

2. Узонско-Валагинский разлом (см. рис. 4,3) фиксируется в виде систем трещин и расположением вдоль них как крупных вулканических центров (Узон и Таунищ), так и мелких экструзий в Валагинском хребте, где вдоль него заметны значительные блоковые смещения.

3. Адриановско-Толбачинский разлом (см. рис. 4,4) фиксируется геофизическими методами в виде четкой гравитационной ступени широтного простиранья от восточного побережья Камчатки до Срединного хребта. Геологически разлом выражен весьма неясно, в виде отдельных фрагментов широтных трещин на фоне четких протяженных разломов северо-восточного простиранья восточного склона хр. Кумроч.

4. Алнейско-Усть-Камчатский разлом (см. рис. 4,5) зафиксирован также в основном гравиметрическими методами. Примерно на линии его простиранья на восточном склоне Срединного хребта в верхней части долины р. Половинной отмечены молодые широтные разломы, контролирующие развитие узкого грабена.

Таким образом, происходит как бы омоложение движений по широтным разломам с севера на юг. Если два северных разлома опознаются лишь геофизическими методами и представляют, скорее всего, какие-то смещения на глубине, то южные разломы прекрасно трассируются геологическими признаками. Более того, они магмоподводящие, и с ними связано развитие крупных магматических центров. Тем не менее гравиметрическими методами они фиксируются намного хуже, чем северная пара.

Природа таких широтных разломов не совсем ясна. Возможно, это сдвиги [Ермаков и др., 1974], образовавшиеся еще в позднем миоцене одновременно с надвигами восточной ориентации, движения по которым в какой-то степени возобновились в четвертичное время. Вполне вероятно также, что они образовались как результат взаимодействия двух основных систем разломов (равнодействующая двух векторов) — северо-восточных и северо-западных.

Исходя из анализа геологической истории региона [Шанцер, 1974], можно предполагать, что дизъюнктивные системы северо-западного простиранья, как уже упоминалось выше, реликты более древних структур, активно развивавшихся в мезозое. По комплексу геологических и геофизических данных по крайней мере Кроноцко-Тигильскую зону следует считать длительно развивающейся сквозной структурой "океан-континент" [Шанцер, 1978б]. Вероятнее всего, к структурам такого же рода можно отнести Шипунско-Кирганикскую и Озерновско-Хайлулинскую.

После позднемиоценовой складчатости и эпохи выравнивания рельефа, знаменующих собой перерыв в развитии вулканизма, произошла мощная вспышка вулканизма, захватившая в плиоцене практически большую часть площади Восточной, Южной и Центральной Камчатки. Далее развитие вулканизма с менее значительными перерывами, сопровождавшимися лишь блоковыми подвижками, продолжается до настоящего времени.

Несмотря на перерывы в развитии магматизма, в отдельные моменты позднекайнозойской истории происходит определенное унаследование магматического процесса по отдельным структурным узлам, а именно в местах пересечения разнонаправленных систем разрывных нарушений, где образуются тектонические блоки различной конфигурации и развиваются тектономагматические структуры как с центральной (осевой), так и с планальной симметрией.

Преимущественно вулканогенные образования, формирующиеся в послеверхнемиоценовое время, можно объединить в один структурный этаж — плиоцен-четвертичный. По перерыву в развитии вулканизма этот верхний структурный этаж можно подразделить на два яруса: нижнеплиоценовый — кахтунская свита Срединного хребта и щапинская свита Восточной Камчатки и верхнеплиоцен-плейстоценовый — крерукский (Центральная Камчатка) и гумрокский (Восточная Камчатка) вулканогенные комплексы, а также вулканы и крупные вулканические центры четвертичного времени.

В результате взаимодействия систем расколов северо-восточного и северо-западного простираний Срединный хребет Камчатки разбит на три крупных блока: центральный — относительно опущенный и два поднятых — северный и южный [Шанцер, 1974]. Выделенные крупные блоковые структуры разделяются по расколам также преимущественно северо-западного простирания на ряд более мелких блоков. Наиболее стабильный в четвертичное время северный блок смыкается непосредственно с Корякской складчатой системой (см. рис. 4, 6). Южные блоки, напротив, активно развивающиеся структуры как в плиоцене, так и в квартере. В пределах этих блоков сосредоточены основные объемы плиоцен-четвертичных вулканитов Срединного хребта. Южное ограничение наиболее опущенного (центрального) блока (см. рис. 4, 7), проходит по серии расколов северо-западного простирания, перекрытых в осевой части хребта голоценовыми и верхнеплейстоценовыми вулканогенными образованиями в районе вулканического массива Алней-Чашаконджа (северное ограничение Кроноцко-Тигильской зоны); северное — по системе расколов Озерновско-Хайлюлинской зоны. По сравнению с южным, относительно поднятым блоком здесь происходит резкое сужение вулканической зоны Срединного хребта, развивающейся от раннего плиоцена (возможно, верхов позднего миоцена) по голоцен включительно. Четкая линейность в расположении вулканов и вулканических узлов обусловлена преимущественным развитием линейных вулкано-тектонических структур в наиболее опущенном блоке Срединного хребта. С плиоцена в зоне, соответствующей осевой части современного хребта, начал формироваться вулкано-тектонический грабен (см. рис. 4, 7), развитие которого связывается с массовыми выбросами игнимбригов, образовавших вдоль его бортов пологонаклонные плато. Почти одновременно с извержениями игнимбригов активно проявился базальтовый вулканизм, по типу близкий к арельному, также формировавший аккумулятивные плато. В более позднее время, захватывающее весь четвертичный период, в самом грабене и по его бортам активно развивался исключительно базальтовый вулканизм, продукты которого резко перекомпенсировали отрицательную вулкано-структуру и создали чисто аккумулятивный вулканический хребет [Эрлих, 1973]. Как грабен, так и вулканический хребет сформировались на полого воздымающемся своде северо-восточного простирания. К магмоподводящей системе плиоцен-плейстоценового вулканизма в опущенном блоке Срединного хребта, видимо, относится разлом северо-восточного простирания, проходящий вдоль его оси и перекрытый молодыми вулканами (см. рис. 4). Расколы северо-западного простирания в опущенном блоке выражены нечетко. Они в виде разломов с небольшой амплитудой смещения и систем плохо дешифрируемых трещин прослеживаются лишь в нижнеплиоценовых отложениях (нижний структурный ярус). Вулкано-тектонические структуры с центральной симметрией в опущенном блоке имеют явно подчиненное значение. В основном они тяготеют к северному сочленению с поднятым блоком хребта. Это — Хайлюлинская кольцевая структура (см. рис. 4, 10) и структуры подобного рода, которые пока лишь можно наметить в верховьях рек Воямполки, Кахтаны и Паланы (рис. 4, 11).

В южном поднятом блоке Срединного хребта (рис. 4,12) происходит ступенчатое воздымание донеогенового фундамента с севера на юг. Наиболее отчетливо это проявлено в южной части хребта, сложенной меловыми и метаморфическими породами, и в его поднятой восточной части — системе хребтов Козыревского и Быстринского (рис. 4,12б). Здесь выделяются блоки более низких порядков, сочленяющиеся по разломам северо-западного и северо-западно-меридионального простираний. Предварительно (грубо с юга на север) можно выделить следующие блоки.

1. Наиболее поднятый блок, включающий часть выступа метаморфических пород с единичным четвертичным вулканом Хангар кислого состава, а также поля распространения мел-палеогеновых ирунейской и кирганикской свит, с севера ограничен расколами по р. Кирганик (рис. 4,12а). Блок входит в Шипунско-Кирганикскую поперечную зону.

2. Промежуточный блок, сложенный неоген-четвертичными образованиями и ограниченный с севера разломами по верховьям р. Козыревки и по р. Иракан (рис. 4,12б). Западное продолжение этих разломов "просвечивает" вдоль долины р. Уксичан.

3. Северный относительно опущенный по сравнению с южными блок включает северную часть Козыревского хребта хр. Быстринский вплоть до вулканического узла Алней-Чашаконджа на севере (рис. 4,12в). Этот блок соответствует части Кроноцко-Тигильской поперечной зоны.

В пределах выделенных блоков расположены кольцевые и субкольцевые тектоно-магматические структуры различного генезиса и длительности развития. Для Быстринского и Козыревского хребтов и наиболее поднятой части южного блока, сложенной меловыми породами и метаморфитами, характерны купольно-кольцевые тектоно-магматические структуры. Наиболее крупные из них с севера на юг: Анавгайско-Кававлинская (рис. 4,13) [Шанцер, 1979; Шеймович, 1974], Северо-Козыревская (рис. 4,14) [Апрелков, Ежов, 1977], Южно-Козыревская [Шанцер, 1979] (рис. 4,15), Хангарская (рис. 4,12а) [Кутыев и др., 1976].

Северная половина южного поднятого блока Срединного хребта продольными рельефообразующими разломами (типа сбросо-сдвигов) по долинам рек Быстрой и Анавгай, вдоль которых развиваются узкие грабены северо-восточного простирания (рис. 4,16), разделяется на относительно поднятую горстообразную восточную часть и относительно опущенную западную с наиболее мощным развитием четвертичного вулканизма. В опущенной, западной части поперечное блоковое строение прослеживается хуже за счет перекрытия разломов молодыми вулканитами. В относительно поднятой, более древней восточной горстовой части преобладают положительные купольно-кольцевые тектоно-магматические структуры. В относительно опущенной и геологически более молодой части блока, напротив, преимущественным развитием пользуются вулканотектонические отрицательные структуры типа сложных депрессий и крупных кальдер. С севера на юг это: вулканотектонические депрессии, связанные с игнимбритообразованием (рис. 4, 17) в верховьях рек Малый и Большой Тигиль [Гептнер и др., 1972]; Анаунская артельная зона (рис. 4,18), которую можно считать изометричной отрицательной вулканотектонической структурой; инверсионная кальдера вулкана Уксичан (рис. 4,19) [Апрелков, Ежов, 1977], а также крупная вулканотектоническая Ичинская депрессия с мощным современным андезит-дацитовым вулканом в центральной части. М.Г. Патока рассматривает ее как более сложную кольцевую структуру (Паялпанская структура), в пределах которой вулканотектонические депрессии сочетаются с незначительными по площади купольными поднятиями [Патока, Успенский, 1977].

Рассмотрев блоковую структуру и характер вулканотектонических структур Срединного хребта Камчатки, исследуем в таком же аспекте и некоторые другие крупные современные морфоструктуры и сопряженные группы морфоструктур.

Палеогеографические реконструкции показывают, что Центральнo-Камчатский прогиб (прообраз современной Центральной Камчатской депрессии) за-

ложился в раннем—среднем или в конце раннего миоцена. Об этом можно судить по наличию морских фаций на восточном склоне Срединного хребта, залегающих на предполагаемом мелу к югу и северу от Ключевских вулканов. После общего поднятия и складчатости в позднем миоцене и трансгрессии мелкого моря в начале плиоцена уже в континентальных условиях стала постепенно формироваться собственно Центральная Камчатская депрессия в современном виде.

В плиоцене, вероятно, существовало поперечное вулканическое поднятие на широте Никольского хребта (см. рис. 5, VIII). В позднем плиоцене вулканизм охватил как Центральную Камчатскую депрессию, так и прилегающие поднятия, с запада и частично с востока. Развитие собственно грабенообразной впадины падает на четвертичное время. К наиболее активной структуре в этот период относится Восточный хребет, а конкретнее — вся зона его сочленения с Центральной Камчатской депрессией. Трансформация структуры Восточного хребта и сопряженного с ним Центрального грабена происходила отдельными импульсами с юго—запада на северо—восток, в таком же направлении шло и развитие (миграция) вулканизма в самой депрессии — от позднеплиоцен—раннечетвертичного на юго—западе до голоценового в районе Ключевской группы вулканов. За счет продольных блоков, последовательно опускавшихся по ступенчатым сбросам северо—восточного простирания, расширялся Центральный грабен и уменьшалась площадь горста Восточного хребта. Расширение северо—восточной части грабена носило веерообразный характер за счет изменения простираний разломов от меридионально—северо—восточных до собственно северо—восточных. Наибольшая активизация как тектоники, так и магматизма произошла на пересечении Центрального грабена и Кроноцко—Тигильской поперечной зоны (см. карту, рис. 5). Разломы значительной амплитуды северо—восточного простирания хорошо фиксируются на участках, вовлеченных в поднятие с раннечетвертичного времени, практически вдоль всего Восточного хребта. Особенно отчетливо они прослеживаются в бортах Шапинского грабена (см. рис. 5, VII), в пределах горстообразного поднятия Асхачного увала и по западному склону хр. Тумрок, где смещены морены позднелайстоценового оледенения и голоценовые потоки вулкана Кизимен (амплитуды — 100—300 м). Менее амплитудные, но так же прекрасно выраженные в рельефе разломы северо—восточного простирания пересекают Хапиченский дол (см. рис. 5). Следует отметить некоторые особенности двух крупнейших сопряженных новейших морфоструктур Камчатки — Восточного хребта и Центральной Камчатской депрессии. Восточный хребет на всем своем протяжении имеет вид перекошенного, местами одностороннего горста с четко ограниченным разломами западным крылом и полого погружающимся на восток — восточным. Центральная Камчатская депрессия лишь в своей южной части имеет вид четкого грабена. Севернее р. Кирганик она приобретает вид одностороннего грабена, так как с запада сочленяется (по—видимому, достаточно мягко) со сводовым, частично вулканогенно—аккумулятивным поднятием Срединного хребта и лишь с востока имеет жесткие границы по серии сбросов с горстом Восточного хребта. Интересно структурное сходство Козыревского и Быстринского хребтов (западное обрамление Центральной Камчатской депрессии) с хр. Тумрок системы Восточного хребта. Эти молодые поднятия, сложенные преимущественно верхнеэоценовыми вулканитами и вулканогенно—осадочными образованиями, представляют собой в обоих случаях четкие односторонние горсты с пологим погружением слагающих их формаций на восток (см. рис. 42). На профиле, построенном через хр. Козыревский, Центральную Камчатскую депрессию и хр. Тумрок, эти горсты имеют вид своеобразных тектонических куэст, наклонных на восток и разделенных односторонним ступенчатым грабеном.

Северо—западные разрывные нарушения, присущие более древнему структурному плану, как в пределах Центральной Камчатской депрессии, так и на Восточном хребте выражены менее ясно, нежели северо—восточные структурообразующие. Последняя крупная активизация их была в плиоцене, когда произошло резкое опускание мелового фундамента в южной части хр. Тумрок. Линии этих

разрывов достаточно отчетливо дешифрируются как по космическим, так и по аэрофотоснимкам; например, разлом, ограничивающий с юга Никольский хребет, прослеживается в виде отдельных фрагментов в северной части Валагинского хребта, а также восточнее — в хр. Гамчен. Разломы такого же направления прекрасно дешифрируются в хр. Тумрок и в хр. Чажминском. В хр. Тумрок (долина р. Лево́й Шапиной) вскрыт плиоценовый сдвиг северо-западного простирания с амплитудой порядка 3,5–4 км. Отдельные участки расколов северо-западного простирания оживали и в четвертичное время: разломы в том же хребте Тумрок, в хребтах Железнодорожном, Козыревском, где с ними связано образование молодых мозаичных грабенов.

Для южной части Ключевской группы вулканов (Толбачик, Удина, Зимина) амплитудные разломы не фиксируются, но хорошо видны отдельные системы трещин как северо-западного, так и северо-восточного простираний. Интерес представляет субмеридиональная зона трещин, отграничивающая Асхачный увал от Никольского хребта и продолжающаяся в Толбачинской ареальной зоне. Южнее эта зона прослеживается в виде сбросов, контролирующих развитие грабенообразной долины р. Правой Шапиной. Еще дальше на юг разломы постепенно "вырождаются" вдоль восточного склона Валагинского хребта в Восточной вулканической зоне. По-видимому, в позднеплиоценовое или раннечетвертичное время по этим разломам произошло очередное (по вееру) ступенчатое опускание одностороннего Центрального грабена и рассечение грабеном второго порядка (долина р. Правой Шапиной) Валагинского хребта в субмеридиональном направлении. В четвертичное время возобновилась активизация этой зоны, причем разломы ее (в северной части) стали активными магмоводами. Как в пределах Асхачного увала, так и в Толбачинской ареальной зоне с этой зоной связано развитие шлаковых и лавовых конусов позднеплейстоцен-голоценового времени. В районе горы Высокой (см. рис. 5, IX) система трещин, несколько изменив направление к северо-востоку, прослеживается вплоть до сопки Плоской [Шанцер, 1978а]. Примерно через гору Высокую проходит зона трещин северо-западного простирания, продолжение которой в виде отдельных отрезков прослеживается у подножия хр. Тумрок и в самом хребте. Выступ меловых пород на междуречье рек Толбачика и Лево́й Шапиной вдается в Центральную Камчатскую депрессию как реликт древнего поднятия и менее затронут молодыми разломами. Разлом северо-западного простирания, дешифрируемый на поверхности также по системе трещин и отдельных конусов, прослеживается севернее вулканов Толбачик и Зимина; он закартирован при геологической съемке 9-й экспедиции ВАГТ. Линия этого разлома как бы отрезает зону распространения шлаковых и лавовых конусов северо-западного подножия вулкана Острый Толбачик. Далее на север вдоль западного подножия вулкана Плоского шлаковые конусы не развиты. Если мысленно проследить направление этого разлома через участок Центральной Камчатской депрессии, заполненный рыхлыми отложениями, на северное окончание хр. Быстринского и в Срединный хребет, то его продолжением будут разломы северо-западного простирания по р. Крерук и в верхнем течении р. Тигиль. В Восточном хребте эта тектоническая линия выражена не столь отчетливо. Южнее описанных районов, в центральной части Валагинского хребта (бассейны рек Осиповской и Китильгиной), блок олигоцен-миоценовых пород отграничен от меловых образований также по разломам северо-западного простирания.

Приведенные примеры наглядно показывают, что, вероятнее всего, ложе Центральной Камчатской депрессии, покрытое в настоящее время мощным чехлом четвертичных отложений, имеет достаточно сложное блоковое строение. Это подтверждается также и геофизическими материалами, например наличием таких переуглублений в депрессии, как Козыревская и Хапиченская впадины [Зубин и др., 1971], поднятие фундамента на широте хр. Никольского [Зубин и др., 1977] и пр. Восточный хребет в современном виде представляет в целом единую горстовую структуру. Приведенный анализ тектоники и истории геологического развития показывает, что в недавнем прошлом он был рассечен разломами северо-западного, широтного и северо-западно-меридионального простираний на ряд крупных отдельных блоков.

Между Восточным хребтом и океаническим побережьем расположена Восточная зона четвертичного и современного вулканизма (рис. 6), которая на отрезке от п-ова Кроноцкого на севере до п-ова Шипунского на юге представляет собой четвертичный вулканический прогиб (грабен-синклиналь, по Э.Н. Эрлиху) [Эрлих, 1973]. С запада прогиб граничит с пологим крылом (лишь местами нарушенным разломами небольшой амплитуды) одностороннего горста Восточного хребта; на востоке — с поднятиями (также горстообразными) Кроноцкого и Шипунского полуостровов, но большая часть восточного обрамления прогиба открыта в сторону океана. Наличие в приустьевой части долины р. Шумной и на побережье южнее с. Жупанова вулканитов, относимых по комплексу признаков к неогену (и отсутствие их в центральной части прогиба), а также специфический рельеф дна Кроноцкого залива, который характеризуется изометричными или слабо вытянутыми вдоль побережья поднятиями и впадинами, позволяют предположить молодое (квартер) опускание — образование собственно Кроноцкого залива и тем самым нивелировку восточного борта прогиба.

По выходам дочетвертичного фундамента намечается центриклинальное замыкание прогиба в северной части хр. Гамчен на севере и в бассейне р. Налычевой на юге (рис. 6). Анализ возрастных соотношений неоген-четвертичных вулканитов показывает, что по крайней мере в квартере происходила миграция вулканизма с северо-востока на юго-запад — от устья р. Камчатки до Авачинско-Корякской группы вулканов (см. рис. 44). Непосредственно в районе Восточного вулканического прогиба в молодых вулканитах отчетливо прослеживаются системы трещин (с крайне незначительными смещениями вдоль них или без таковых) северо-восточного, северо-западного и широтного простираний. О широтных разломах говорилось выше. Трещиноватость северо-восточного простирания, видимо, судя по линейному расположению верхнеплейстоценовых и голоценовых вулканов, соответствует магмоподводящим расколам такого же простирания. По разломам (системы малоамплитудных трещин в четвертичных вулканитах) северо-западного простирания, последняя крупная активизация которых происходила в позднем неогене, Восточный вулканический прогиб можно подразделить на ряд блоков. Это, во-первых, два наиболее поднятых блока — Шипунский на юге (входит в Шипунско-Кирганикскую зону) и Кроноцкий на севере (составляет часть Кроноцко-Тигильской зоны) и, во-вторых, расположенный между ними, относительно опущенный Карымско-Узонский блок, в котором сосредоточены наибольшие объемы вулканитов. В свою очередь опущенный блок по дешифрируемым системам трещин северо-западного простирания можно разделить на Карымский (южный) и Узонский (северный) блоки второго порядка.

Таким образом, четвертичный Восточный вулканический прогиб — это резко наложенная структура северо-восточного простирания, развивающаяся на сложнопостроенном блоковом основании, сложенном неогеновыми и более древними образованиями. Неогеновые структуры северо-западного простирания наиболее четко представлены в относительно поднятых блоках — Кроноцком и Шипунском. Продолжения тектонических ограничений выделенных блоков прослеживаются в сопряженном с прогибом горсте Восточного хребта.

Анализ геологической истории этого района [Шанцер, 1974] показывает, что в начале плиоцена (после последней складчатости и выравнивания рельефа) в Восточную вулканическую зону локально ингрессировало мелкое море (по-видимому, с востока, но частично и со стороны Камчатской депрессии), достигая отдельных районов Валагинского хребта и хр. Тумрок. Уже в верхах раннего плиоцена территория современного Восточного хребта обособилась как поднятие, а в пределах Восточного прогиба начался вулканизм, вначале приуроченный к локальным структурам (возможно, поперечным), а затем захвативший всю площадь Восточной вулканической зоны. Вулканизм этого времени связывается с развитием линейных дизъюнктивных структур северо-восточного простирания, сложно взаимосвязанных с поперечными структурами северо-западного простирания в районах поднятий. После перерыва, приуроченного к эпохе Гаусса и частично к эпохе Матуяма, вулканизм проявляется в

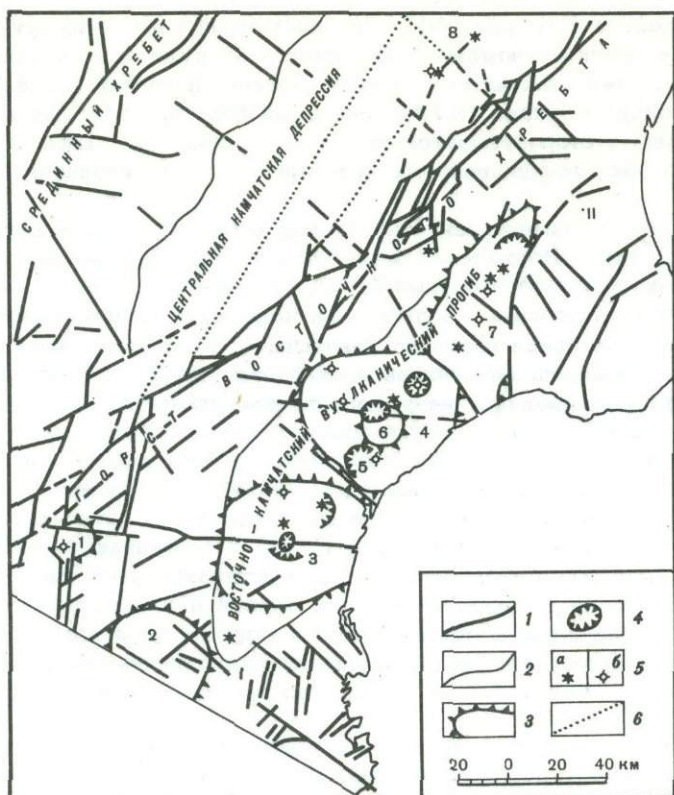


Рис. 6. Схема строения Восточно-Камчатского вулканического прогиба и соотношения его с прилегающими структурами

1 - разломы; 2 - примерные границы различных структур; 3 - ограничения вулканотектонических структур; 4 - кальдеры, 5 - вулканы: а) действующие, б) потухшие; 6 - условное продолжение разломов под рыхлыми отложениями

I - Шипунский блок, II - Кроноцкий блок (цифры на карте)

1 - Верхнеавачинская купольно-кольцевая структура; 2 - Налычевская купольно-кольцевая структура; 3 - Карымская купольно-кольцевая структура; 4 - Узонско-Семячинская кольцевая структура; 5 - кальдера Большого Семячика; 6 - кальдера Узон; 7 - Кроноцко-Гамченская структура

основным в виде развития андезитовых вулканов в наиболее поднятых блоках (тумрокский вулканогенный комплекс). В четвертичное время он постепенно захватывает всю площадь прогиба, локализуясь в отдельных крупных изометричных, реже близких к линейным, вулканоструктурах, приуроченных к отдельным тектоническим блокам. С юга на север можно выделить следующие наиболее крупные вулканотектонические структуры: Налычевская [Масуренков, Комкова, 1978] и Верхнеавачинская купольно-кольцевые структуры Шипунского блока; Карымская купольно-кольцевая структура [Масуренков, 1980] и Узонско-Семячинская сложнопостроенная кольцевая структура, состоящая из сросшихся вулканотектонических куполов и крупных стратовулканов и осложненная рядом кальдер, на площади относительно опущенного Карымско-Узонского блока; Кроноцко-Гамченская структура типа тектоно-аккумулятивного вулканического хребта, входящая в Кроноцкий тектонический блок. Таким образом, при развитии тектонических и вулканотектонических структур Восточного вулканического прогиба от раннего плиоцена до современности прослеживаются черты как унаследованности, так и наложенности.

По-видимому, одновременно с образованием горста Восточного хребта образовался близкий по типу односторонний горст Берегового хребта Южной Камчатки. От Авачинской бухты на севере к м. Лопатка на юге горст poste-

пенно погружается (см. рис. 44). Его восточный борт вздернут и обрывается в океан, а противоположный более полого погружается на запад, где горст сопрягается с Южно-Камчатским вулканическим прогибом (грабен-синклиналью, по Эрлиху) [Эрлих, 1973]. Западный борт прогиба выражен весьма слабо и открыт в сторону Охотского моря. Условно его можно провести по разрозненным выходам неогеновых вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений.

Таким образом, намечается структурная асимметрия двух крупных вулканических структур — Восточно-Камчатского и Южно-Камчатского прогибов. У первого резко вздернут западный борт, у второго — восточный, зоны же развития молодого вулканизма приурочены к пологим крыльям горстов.

Изложенный материал наглядно показывает, в какой сложной структурной обстановке происходила как вулканическая, так и вулканогенно-осадочная аккумуляция при формировании наземного вулканического пояса Камчатки.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

На фоне весьма сложного развития вулканизма всего региона в раннем плиоцене можно выделить отдельные характерные законченные вулканические циклы, в которых часто принимают участие очень специфические мезо- и мегаплагийофировые [Пийп, 1956] субщелочные базальтовые лавы. Подобные циклы почти всегда заканчиваются образованием контрастной базальт-дацитово-вой серии с базальтовой и базальт-игнимбритовой формациями. Несколько предшествуя началу вулканического цикла, формируется вулканотерригенная моласса, синхронно ему накапливаются толщи вулканогенной молассы. Проблема выделения магматических, и в частности вулканогенных, формаций достаточно широко обсуждалась в литературе и не нуждается в пояснениях. Однако в вопросе о вулканогенно-осадочных формациях еще нет достаточной ясности. В связи с этим ниже мы остановимся на понятии "вулканогенная моласса".

Эту формацию впервые выделил и дал ей название В.К. Ротман [1963] на основании изучения вулканогенных толщ Срединного хребта Камчатки. В новом издании Геологического словаря [т. 1, 2, 1973] он же дал несколько расширенное толкование данного термина. Его определение страдает существенными недостатками, о которых уже упоминалось в недавно опубликованных работах [Краевая и др., 1978; Власов и др., 1978]. Прежде всего В.К. Ротман не определил достаточно четко, какова же именно роль тех или иных эндогенных и экзогенных факторов в накоплении вулканогенных моласс и есть ли количественные различия в доле участия каждого из них. Им была неоправданно преувеличена роль лахаров и пирокластических потоков в накоплении вулканогенно-молассовых толщ за пределами вулканических хребтов. Кроме того, такой собственно вулканический процесс, как извержение пирокластических потоков, с одной стороны, и экзогенные процессы (движение лахаров, оползни) — с другой, расцениваются как факторы "переотложения магматического материала" за пределами вулканических хребтов. Однако и пирокластические потоки, и лахары прежде всего аккумулируют в самом вулканическом хребте, поскольку доставляемый ими материал слагает тела вулканов и их подножия. Что же касается пирокластических потоков, то это одно из проявлений эндогенного процесса, и вряд ли верно рассматривать его в ряду агентов переотложения, как обычно принято для экзогенных процессов. На аллювиальную либо прибрежно-морскую равнину отложения пирокластических потоков и лахаров, как правило, не попадают. Здесь господствующий фактор аккумуляции — деятельность рек, дренирующих вулканические хребты.

Как уже было отмечено нами ранее [Краевая и др., 1978], недостатки в формулировке понятия "вулканогенная моласса", принадлежащей В.К. Ротману, коренятся в ошибочном определении генезиса толщ в Срединном хребте Камчатки, на базе изучения которых он впервые выделил свою "лахаровую формацию" [Ротман, 1960], затем переименованную им же в вулканогенную молассу. Собственно вулканогенные существенно пирокластические толщи (совокупность руин вулканических сооружений в ископаемом состоянии), содержащие вулканогенно-пролювиальные образования, представленные лахаровыми конгломерато-брекчиями, туфопесчаниками и туфоконгломератами "сухих" рек, он отнес к "лахаровой формации".

Г.М. Власов также справедливо указывает на неправильное понимание В.К. Ротманом происхождения вулканогенного материала в позднеогеновых толщах Центральной Камчатки. "Это отнюдь не преимущественно лахаровые отложения, как считает В.К. Ротман, а продукты специфических извержений сравнительно кислого магматического материала" [Власов и др., 1978, с. 104]. Однако эти авторы сами не избежали неточности в определении объема понятия вулканогенных моласс, утверждая, что "в них преобладает крупно-обломочный материал агломератовых и пемзовых потоков". Во-первых, к вулканогенным молассам имеют отношение вовсе не только отложения этого генетического типа, а гораздо более разнообразный набор вулканитов. Во-вторых, авторы не указывают, что преимущественное распространение вулканитов характеризует только зону сочленения вулканогенных моласс и вулканогенных комплексов и что в целом вулканиты содержатся в молассе в резко подчиненном соотношении с вулканогенно-осадочной составляющей. Авторы же, характеризуя вышеприведенным образом качественный состав отложений вулканогенной молассы, не отделяют собственно вулканогенные толщи от сопряженных с ними путем постепенного перехода молассовых. Ведь толща, в которой преобладают вулканокластические грубообломочные породы, слагает либо тела эруптивных аппаратов, либо периферию их подножий в зоне перехода в вулканогенную молассу. Это, на наш взгляд, необходимо оговаривать, чтобы избежать путаницы при формационном анализе и различного рода палеовулканических реконструкциях.

Не вызывает сомнений целесообразность выделения в вулканогенной молассе Г.М. Власовым и соавторами латерального ряда субформаций. Однако характер соподчинения формаций и субформаций в выделенной ими "молассовой серии формаций" неясен. Судя по расположению подзаголовков в разделе работы, посвященном этому вопросу, в молассовой серии формаций выделяются две формации — "вулканогенная моласса" и "туфогенная морская моласса". В латеральном ряду вулканогенной молассы выделяется субформация "туфогенной континентальной молассы". В "туфогенной морской молассе" выделяются две субформации — "туфогенно-угленосная (параличская)" и "туфо-диатомитовая (морская и лимническая)". Подобная схема соподчинения формаций и субформаций не отражает действительного положения вещей, поскольку "туфогенная континентальная моласса" и "туфогенная морская моласса" скорее равнозначные члены единого латерального ряда вулканогенной молассы, а уже внутри этих подразделений можно выделять какие-либо другие подчиненные субформации.

Содержание понятия "вулканогенная моласса" обсуждалось также и другими авторами. Так, О.А. Мазарович [1974] привел достаточно полный набор диагностических признаков вулканогенной молассы, который в целом не вызывает возражений. Однако отдельные положения вряд ли справедливы. Неясно, например, почему вулканогенная моласса накапливается "преимущественно в континентальных условиях" и почему она должна иметь "трансгрессивный характер строения" [Мазарович, 1974, с. 151], а также сопровождается гранитным магматизмом. По-видимому, отмеченные этим автором особенности носят частный характер и их нецелесообразно выделять в числе основных диагностических признаков вулканогенной молассы.

Нами была предложена формулировка понятия вулканогенной молассы, в которой учтены недостатки формулировок других авторов [Краевая и др., 1978]. Однако наше определение касалось прежде всего континентальных образований. В то же время вулканогенная моласса формируется не только "преимущественно в наземных условиях" [Геологический словарь, т. 2, 1973, с. 375]. Поскольку вулканические островные дуги во многих случаях представляют собой одно из звеньев во временной цепи развития вулканических поясов, вулканогенная моласса, сформированная в морских условиях, не представляется редкостью.

Вулканогенная моласса может быть как континентальной, так и морской. В первом случае к вулканогенной молассе следует относить прежде всего собственно вулканогенно-осадочные образования, представленные сочетанием различных генетических типов смешанных пород, насыщенных тефрой синхронных седиментации извержений как в виде обособленных прослоев вулканичес-

ких пеплов, так и перемешанной с терригенным и вулканомиктовым материалами осадков различных литотипов, где она находится обычно уже в той или иной степени переработки. Осадконакопление происходит на аллювиальных или прибрежно-морских равнинах, на участках краевых прогибов и межгорных впадин, либо замкнутых, либо сообщающихся с морем. Эти вулканогенно-осадочные породы переходят в эффузивно-пирокластические толщи наземных вулканогенных формаций как по латерали, так и по вертикали. Переходы выражаются в появлении в разрезе аллювиальных и озерных пород вулканогенной молассы прослоев литокристаллокластических и агломератовых туфов, лахаровых конгломерато-брекчий, туфоконгломератов "сухих" рек, лавовых потоков, маломощных залежей игнимбритов и т.п.

При накоплении вулканогенной молассы вблизи вулканических островных дуг продукты эксплозий в виде тефры различного гранулометрического состава, агломератов пирокластических потоков, лав, лахаровых конгломерато-брекчий попадают непосредственно в волноприбойную полосу и на мелководье. Здесь они претерпевают переработку, утрачивая частично или полностью первичные диагностические признаки, и переходят в разряд тефроидов, а в случае существенного привноса терригенных компонентов относятся уже к смешанным породам. С удалением от берега эффузивы и грубообломочные вулканокласты, переработанные в той или иной мере, постепенно выклиниваются, и в составе вулканогенной молассы преобладают средне- и мелкогалечные туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Для них, так же как и для наземных образований, характерно наличие тефры как в виде обособленных пепловых прослоев, так и рассеянной в осадках разных литотипов. В данном случае собственно вулканогенно-осадочные породы, так же как и на суше, связаны с вулканогенным комплексом действующих эруптивных аппаратов зоной постепенного перехода, образования которой мы также относим к вулканогенной молассе.

Таким образом, вулканогенной молассе присущи следующие основные признаки.

1. Вулканогенная моласса — неотъемлемая принадлежность орогенных стадий вулканизма, формируется как в краевых вулканических поясах, так и в островных вулканических дугах. Она накапливается в межгорных депрессиях и краевых прогибах, сопряженных с вулканическими хребтами, а также в прибрежной полосе и на мелководье вулканических островных дуг. Седиментация протекает синхронно вулканической деятельности.

2. Вулканогенные молассы характеризуются определенной закономерностью в смене пород как по латерали, так и по вертикали. Начиная от областей сноса в тектонически и вулканически активных горных хребтах, наблюдается постепенное вытеснение вулканитов валунными и галечными туфоконгломератами, туфопесчаниками. Петрографический состав этих вулканогенно-осадочных пород также постепенно меняется в сторону вытеснения таких компонентов, как тефра, синхронная седиментации, а породы разрушающихся действующих вулканов области сноса замещаются терригенным материалом. Наряду с этим меняется и гранулометрический состав пород: возрастает количество прослоев алевролитов, появляются лигниты.

3. В вулканогенно-осадочных породах моласс синхронной седиментации ювенильный материал присутствует в виде многочисленных прослоев вулканических пеплов мощностью от первых сантиметров до первых десятков сантиметров. Кроме того, синхронная отложению осадков тефра различной степени переработки в виде частиц от алевропелитовой до гравийной размерности присутствует в рассеянном виде в различных литотипах.

4. Вулканогенные молассы, замещаясь в вертикальном либо латеральном направлении эффузивно-пирокластическими образованиями вулканогенных комплексов, характеризуются переходной зоной. Ей присущи, во-первых, господствующая роль среди окатышей и менее крупных частиц, синхронных осадкам вулканитов из области сноса; во-вторых, наличие прослоев туфов различного гранулометрического состава, лавовых потоков, прослоев лахаровых тефрогенных конгломерато-брекчий и туфогенных конгломератов "сухих" рек. В частном

случае примером такой переходной зоны может служить область периферии шлейфов групп вулканических аппаратов современной Ключевской группы вулканов в Центральной Камчатской депрессии.

5. Для вулканогенных моласс характерна весьма отчетливая цикличность строения, выраженная многократно повторяющимися элементарными единицами разреза мощностью первые метры (например, многослой типа конгломерат, песчаник, алевролит, лигнит), которые объединяются в более крупные, также повторяющиеся единицы с определенной тенденцией в изменении гранулометрического состава отложений по мощности толщи. Таким образом, ход аккумуляции вулканогенных моласс подчинен тому же принципу периодичности, который присущ невулканическим регионам. Вулканизм вносит в этот процесс некоторые отклонения, но в целом не нарушает периодичность седиментации. Рассмотренные выше примеры неудачных определений вулканогенной молассы показывают, что при выделении качественно новых таксономических единиц ранга формаций необходимы, во-первых, достаточно тщательная диагностика генетических типов отложений в изучаемых толщах, во-вторых, по возможности максимально точное ограничение объема нового понятия. Когда этим сторонам исследования не уделяется соответствующее внимание, возможны случаи выделения новой формации там, где она не существует, как и произошло с "лахаровой формацией" В.К. Ротмана [1960] в Среднем хребте Камчатки.

Ход вулканического процесса для разных районов Камчатки в общем однотипен, различия выражаются лишь в изменениях объема выброшенного вулканического материала, что непосредственно зависит от локализации проявлений вулканизма в отдельных тектонических структурах и от соответствующего развития приуроченных к ним вулканоструктур. Так, в центральной части Среднего хребта — области относительного перекомпенсированного прогибания и соответственно тектонического растяжения — объем нижнеплиоценовых вулканических образований, образовавшихся в течение такого цикла, несоизмеримо больший, чем для Восточной Камчатки, где проявились относительное поднятия и тектонические сжатия. Тем не менее исследовать законченные вулканические циклы удобнее именно на востоке региона, тектонически более активном, где имеются глубокие эрозионные врезы, дающие возможность изучать разрезы молодых вулканических и взаимосвязанных с ними вулканотерригенных и вулканогенно-осадочных фаций от фундамента до кровли. Поэтому мы начинаем рассмотрение в данном аспекте отдельных районов Камчатки с некоторых характерных участков Восточного хребта и Восточной вулканической зоны.

Отдельные отрезки Восточного одностороннего горста носят характер тектоно-аккумулятивных поднятий. Структуры такого типа, образующие элементы системы одностороннего горста Восточного хребта, представляют собой переработанные в ходе новейших движений фрагменты крупных поперечных структурных зон — Кроноцко-Тигильской и Шипунско-Кирганикской. Они сформировались в течение плиоцена (преимущественно в раннем плиоцене) в виде серии поперечных прогибов северо-западного простирания. В ходе последующего развития прогибы были заполнены плиоцен-нижнечетвертичными вулканогенно-осадочными и вулканическими породами. В результате такого перекомпенсированного заполнения на месте прогибов произошло образование аккумулятивных хребтов. Возникновение современного структурного плана в течение квартала привело к тому, что аккумулятивные сооружения северо-западного и широтно-северо-западного простираний были трансформированы молодыми движениями и отдельные части структур северо-западного простирания оказались элементами молодых горстов, вытянутых в северо-восточном направлении. При этом такие участки испытывают движения разного знака. Те из них, которые становятся элементами горстов, вовлекаются в общее поднятие системы Восточного горста. И наоборот, части поперечных структур, ставшие элементами грабенов, испытывают прогибание.

Неравномерность движений разных по природе элементов одной горстовой системы приводит к тому, что разломы, ограничивающие плиоценовые поперечные структуры, продолжают активно жить и в новейшее время. Многие из них совпадают с зонами повышенной сейсмической активности.

Общая характеристика

Хребет Тумрок сформирован вулканотерригенными, вулканогенно-осадочными и вулканическими породами нижнеплиоценовой шапинской свиты, образованиями верхнеплиоценового тумрокского вулканогенного комплекса и нижнеплейстоценовыми существенно лавовыми вулканами иультского комплекса [Шандер и др., 1966] (рис. 7). Судя по блоковому погружению мел-палеогенового складчатого фундамента от бассейна р. Адриановки на севере хр. Тумрок к центральной его части и по воздыманию на юге северного окончания Валагинского хребта, здесь достаточно отчетливо фиксируется прогиб общего северо-западного простирания. Разломы того же направления, заложившиеся субсинхронно формированию прогиба, видимо, контролировали вулканизм. В этом прогибе происходило накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Эпохи накопления названных выше вулканогенных комплексов и свиты разделены периодами воздымания структуры и слабых дислокаций.

После образования шапинской свиты в области блока хр. Тумрок на границе верхнего и нижнего плиоцена произошло сводовое воздымание северо-восточного простирания. В связи с этим общим воздыманием возникли незначительные по амплитуде разломы такого же направления. Продолжалось также развитие разломов северо-западного простирания, причем часто движения по таким разломам носили характер сдвига. Наиболее крупный из разломов такого типа — правый сдвиг в верховьях р.левой Шапиной. Он устанавливается по зоне милонитизации в тальвеге этой реки. Вдоль него фиксируется горизонтальное смещение (амплитудой около 4 км) дайки мегаплагиофировых базальтов, сброса северо-восточного простирания и границы осадочной части шапинской свиты (рис. 8). Движения по данному сдвигу приходится как раз на границу нижнего и верхнего плиоцена, так как сдвиг дислоцирует нижнеплиоценовую шапинскую свиту и перекрывается верхнеплиоценовым тумрокским вулканогенным комплексом. В зоне свода нижнеплиоценовые отложения шапинской свиты были дислоцированы до крутых моноклиналей. Последовавший затем перерыв в осадконакоплении, размыв и частичное выравнивание рельефа зафиксированы остатками древней эрозионной сети, погребенной более молодыми отложениями тумрокского комплекса.

После фазы тектонической активизации в течение всего верхнего плиоцена в отдельных районах Кроноцко-Тигильской структурной зоны интенсивно проявился андезитовый вулканизм (тумрокский комплекс). В хр. Тумрок и частично в хребтах Никольском и Гамчен развились крупные андезитовые и андезитобазальтовые стратовулканы, которые при слиянии формировали короткие вулканические хребты. Периклинали таких вулканов почти в неизменном виде сохранились на восточном склоне хр. Тумрок; на западном склоне они подняты и местами деформированы в результате более поздних тектонических движений. Участок локализации вулканизма этого времени в Кроноцко-Тигильской зоне в целом сохраняет северо-западное простирание, наследуя область развития шапинской свиты. Частично, в северном и южном бортах структуры, вулканы этого времени наложены непосредственно на дислоцированные комплексы мел-палеогенового фундамента. В хребтах Тумрок и Гамчен верхнеплиоценовые вулканические образования перекрыты четвертичной пирокластикой и лавами (рис. 9). В других районах восточной части Кроноцко-Тигильской зоны (хребты Железнодорожный, Чажминский, северная оконечность хр. Гамчен) происходил размыв, сопровождавшийся выравниванием рельефа поверхности шапинской свиты и мел-палеогенового складчатого основания.

Породы тумрокского комплекса не дислоцированы; незначительные дислокации (некоторое увеличение углов падения) наблюдаются лишь в зонах разломов, связанных с образованием более молодых структур. Углы падения, достигающие иногда 30–35°, объясняются первичным залеганием вулканитов, заполняющих древний рельеф или залегающих в вулканических постройках вблизи околосерловых зон. Обычно же породы комплекса залегают горизонтально или с первичными уклонами в 5–6°.

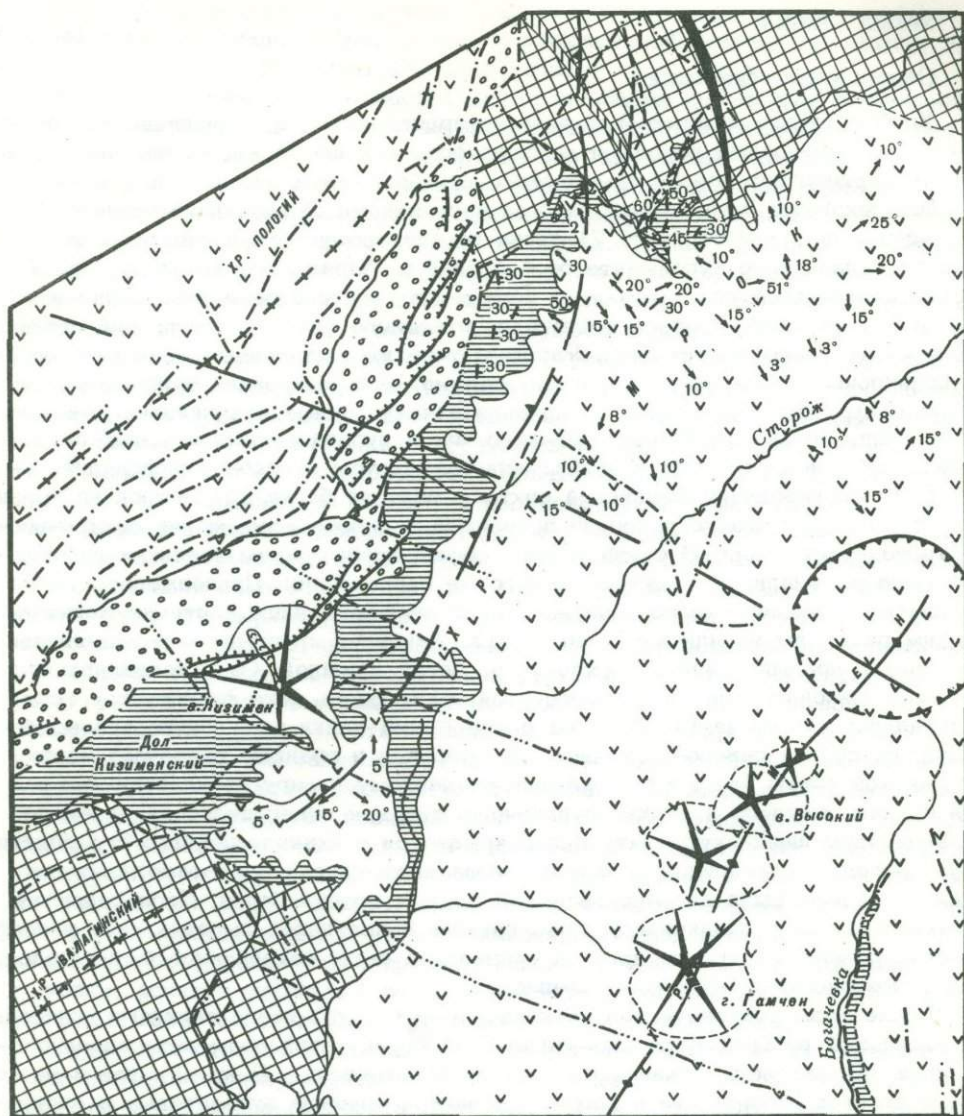


Рис. 7. Тектоническая схема района хребтов Тумрок, Гамчен и долины р. Левой Шапиной

1 - верхний ярус верхнего структурного этажа: а) грабен р. Шапиной, б) оси горстовых поднятий, в) односторонний горст хр. Тумрок, г) ось аккумулятивной возвышенности хр. Гамчен (северное окончание Восточно-Камчатского вулканического прогиба), д) приблизительное положение оси Кроноцко-Тигильской поперечной зоны, е) голоценовые и верхнечетвертичные вулканы, ж) голоценовые лавовые потоки; 2 - нижний ярус верхнего структурного этажа: а) интрузии плагиофировых базальтов; 3 - доплиоценовое складчатое основание: а) оси антиклиналей, б) оси синклиналей; 4 - разрывные нарушения: а) установленные, б) дешифрируемые по аэрофотоснимкам, в) продолжение разломов под четвертичными образованиями, г) кольцевые разломы вулканотектонических структур установленные, д) кольцевые разломы, дешифрируемые по аэрофотоснимкам и проведенные условно, е) разломы в голоценовых отложениях; 5 - геологические границы: а) установленные, б) проведенные условно; 6 - элементы залегания; 7 - углы естественного наклона пластов

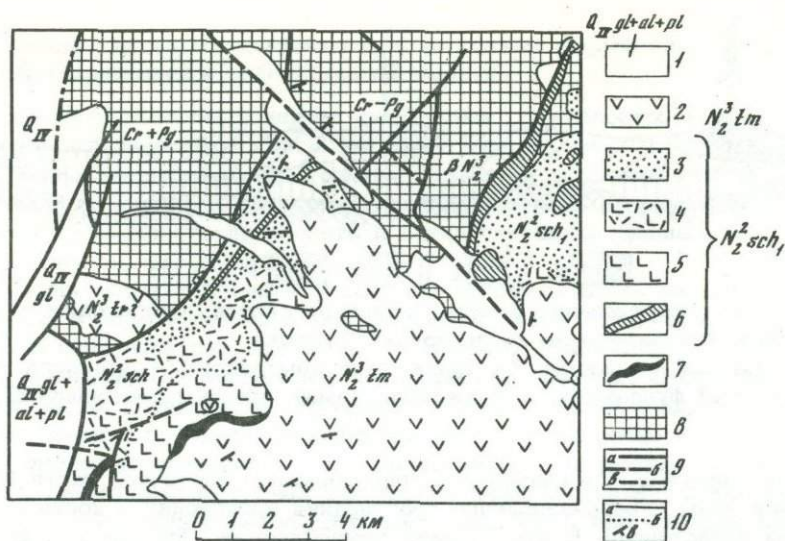


Рис. 8. Фациально-геологическая карта северной части хр. Тумрок (бассейны рек Адриановка, Левая Шапина, Таводок, Ближняя, Буркова)

1 - голоценовые и верхнеплейстоценовые ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 - андезитовая формация тумрокского вулканогенного комплекса; 3 - вулканотерригенная и вулканогенная молассы шапинской свиты; 4 - преимущественно пирокластические фации базальтовой формации шапинской свиты; 5 - преимущественно лавовые фации базальтовой формации шапинской свиты; 6 - дайки и штоки мегаплагиофировых базальтов; 7 - игнимбриты нижней части разреза базальт-игнимбритовой формации шапинской свиты; 8 - мел-палеогеновый складчатый фундамент; 9 - разломы: а) установленные, б) хорошо дешифрируемые по аэрофотоснимкам, в) проведенные условно; разлом северо-западного простирания по долине р. Левого Шапина является сдвигом с амплитудой смещения порядка 4 км; 10 - геологические границы: а) стратиграфические, б) фациальные

Отдельные четвертичные вулканы, расположенные на территории хр. Тумрок (Иульт, Тумрок и др.), в какой-то степени наследуют центры извержений тумрокского времени или по крайней мере связаны с возобновлением в этот период движений по расколам северо-западного простирания. Так, южная часть хр. Тумрок разбита разломами северо-западного простирания на ряд блоков (см. рис. 7). Блочные смещения обычно предшествуют формированию четвертичных вулканов, так как разломы, ограничивающие блоки, почти всегда перекрыты лавами иультского комплекса. Базальтовые вулканы расположены в опущенных блоках, а в относительно приподнятых блоках обнажаются породы шапинской свиты и мел-палеогеновые образования. Особый интерес представляет зона сочленения опущенного блока на юге хр. Тумрок, в котором расположен один из раннечетвертичных вулканов, с высоко поднятым блоком северной части Валагинского хребта, сложенным породами мела, палеогена и локально породами шапинской свиты (в прибрежно-морских и континентальных вулканотерригенных фациях; см. рис. 7, 5). Эта зона сочленения продолжает активно развиваться в виде разлома типа сброса вплоть до настоящего времени, что, по аэрофотоснимкам и визуальным наблюдениям, фиксируется очень молодыми смещениями.

Остановимся также на более молодых тектонических движениях, последовавших за накоплением нижнечетвертичных вулканитов или начавших развиваться в какой-то мере синхронно вулканизму.

Основная масса нижнечетвертичных вулканитов накапливалась несколько восточнее современного хр. Тумрок, в зоне, которая начиная с раннего квартера становится северо-восточной частью единого Восточно-Камчатского вул-

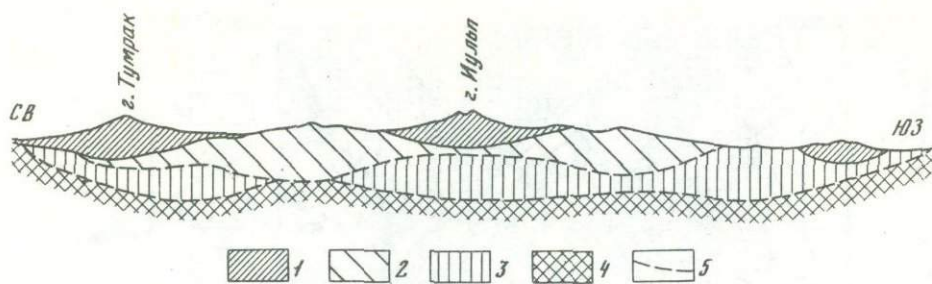


Рис. 9. Схема соотношения между шапинской свитой, тумроким и иульским комплексами (разрез-схема вдоль оси хр. Тумрок)

1 - иульский комплекс; 2 - тумрокий комплекс; 3 - шапинская свита; 4 - складчатый фундамент; 5 - предполагаемые границы соотношений

канического прогиба. Окончательная трансформация восточной части Кроноцко-Тигильской зоны северо-западного простираения происходит в конце раннего и в среднем плейстоцене. В этот период территория хр. Тумрок окончательно оформляется как горстовое поднятие. Об общей амплитуде поднятия в послераннеплейстоценовое время можно судить по смещению подошвы нижнечетвертичных лав. В опущенных блоках (в Шапинском грабене) они обнажаются на отметках 300-350 м, в западном горсте Асхачного увала - на отметках 600-700 м, а в одностороннем горсте хр. Тумрок - на высотах 1000-1100 м. Таким образом, суммарное поднятие горста Тумрока за средний-верхний плейстоцен и голоцен равно 700-800 м, а Асхачного увала - 300-400 м.

С плейстоценовыми движениями связано также возникновение грабенообразной структуры долины р. Шапиной (см. рис. 5, 7). Простираение грабена меняется с меридионального (долина р. Правой Шапиной) на северо-восточное (среднее течение р.левой Шапиной) и вновь на меридиональное (верховье последней), где грабен выклинивается. Дно грабена закрыто довольно мощным чехлом четвертичных флювиогляциальных, аллювиальных, пролювиальных и ледниковых отложений; на отдельных участках зафиксированы выходы нижнечетвертичных лав. На востоке по серии ступенчатых сбросов северо-восточного простираения грабен граничит с современным односторонним горстом хр. Тумрок. Сбросы фиксируются по смещению морен верхнечетвертичного оледенения, причем видимые амплитуды достигают 200-250 м.

Отдельные короткие разломы типа сбросов с амплитудой порядка 100-200 м, синхронные, по-видимому, образованию Шапинского грабена, фиксируются по западному склону вулкана Иуль в приосевой части хр. Тумрок и в долине р. Сторож. На западе по разломам сходной морфологии Шапинский грабен сочленяется с горстовым поднятием Асхачного увала, верхняя часть разреза которого сложена нижнечетвертичными вулканитами, а цоколь - породами тумроцкого вулканогенного комплекса и шапинской свиты. На Асхачном увале фиксируется серия разломов северо-восточного простираения, параллельных ограничению грабена (см. рис. 5, 7). При развитии разломов, ограничивающих грабен, в зоне сильного растяжения образовался голоценовый вулкан Кизимен [Шанцер и др., 1973], который расположен на восточном борту грабена, заполняя одну из троговых долин верхнечетвертичного оледенения западного склона хр. Тумрок. Разломы восточного борта Шапинского грабена деформируют западные склоны вулкана Кизимен, причем амплитуды смещения достигают 50-100 м. Разлом рвет экструзию в основании вулкана, рыхлые туфогенные склоновые отложения и лавовый поток очень свежего облика. Все это позволяет нам предполагать, что тектонические подвижки в данном районе вполне могли происходить и в историческое время. Существование вдоль Шапинского грабена гипоцентров 8-9-балльных землетрясений с глубиной от 0 до 5 км (данные ИФЗ АН СССР за 1963 г.) подтверждает развитие этой структуры и в настоящее время.

Становление нижнеплиоценовых вулканогенных формаций, вулканотерригенной и вулканогенной моласс

В молодом горстовом поднятии хр. Тумрок сложнопостроенная полифациальная толща шапинской свиты вскрыта почти целиком — от подошвы до кровли. Незначительный размыв кровли позволяет предполагать, что слагающие ее породы сохранились в достаточно полных объемах, а прекрасная обнаженность дает возможность проследить практически любые фациальные переходы как по вертикали, так и по латерали.

Отложения шапинской свиты развиты в основном вдоль западных склонов хр. Тумрок, в районе перевала между реками Лево́й Шапиной и Адриановкой, частично в верховьях рек Адриановки и Правого Толбачика, а также в бассейнах рек Ипуин, Листвиничная и в бассейне р. Сторож. В северо-восточной части района на перевале между реками Лево́й Шапиной и Адриановкой и по верхнему течению р. Адриановки нижняя часть свиты резко несогласно налегает на сложноразбитые мел-палеогеновые отложения. Накоплению шапинской свиты предшествовал длительный этап денудации, приведший к частичной пенеппенизации рельефа. Это прекрасно видно при прослеживании подошвы свиты. Отложения ее перекрывают пологохолмистый рельеф с относительными превышениями 100–150 м, вследствие чего шапинская свита ложится на мел-палеогеновый фундамент различными частями своего разреза. Этим объясняются значительные локальные колебания мощностей свиты. Фрагменты древней поверхности выравнивания, отвечающие общей предплиоценовой пенеппенизации Камчатки, встречаются в виде незначительных по площади участков холмисто-западного рельефа в приводораздельных частях долин правых и левых притоков р. Адриановки (см. рис. 8). Останцы пенеппенизированного рельефа приурочены к гипсометрическим отметкам 1.000–1.100 м над уровнем моря. Иногда в западинах такого рельефа встречаются остатки угленосных фаций шапинской свиты.

При изучении ряда разрезов установлено, что низы шапинской свиты представлены угленосной молассой и нижней, существенно пирокластической, частью базальтовой формации. Верхи разреза свиты представлены исключительно вулканитами, среди которых заметно возрастает роль эффузивов. Моласса распространена на севере хр. Тумрок и в северной части Валагинского хребта, вулканогенные формации — в центральной части хр. Тумрок. Моласса подразделяется на две субформации — вулканотерригенную и вулканогенную. Вулканотерригенная моласса представлена вулканомиктовыми прибрежно-морскими и отчасти наземными аллювиальными фациями. Вулканогенная моласса сложена смешанными породами также аллювиального генезиса, в которых тефры присутствуют как в виде примеси к терригенному и вулканомиктовому материалу, так и в виде обособленных прослоев вулканических пеплов.

Наиболее полный разрез угленосной молассы хр. Тумрок находится в районе перевала между реками Адриановкой и Лево́й Шапиной (рис. 10, см. вкладку). Здесь она вскрыта в лежащем крыле крупного сброса северо-восточного простирания. Основная часть разреза мощностью около 800 м находится висячем крыле этого разрывного нарушения. Низы разреза установлены вблизи горы Граничной, где они выполняют западину древнего рельефа и представлены прибрежно-морскими вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и алевролитами с остатками раковин морских моллюсков. Мощность морских отложений около 100 м. Вверх по разрезу они постепенно сменяются наземными аллювиальными фациями — вулканомиктовыми песками и слабо сцементированными песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями бурых углей. Эти прибрежно-морские и аллювиальные осадки соответствуют вулканотерригенной молассе. В прослоях алевролитов встречаются остатки ископаемой флоры. Выше по разрезу четко прослеживается переход к смешанным породам собственно вулканогенной молассы и, наконец, к пирокластическим образованиям базальтовой формации.

Субформацию вулканотерригенной молассы характеризует достаточно разнообразный набор литотипов вулканомиктовых пород.

Конгломераты, обычно ржаво-бурого цвета, образуют линзовидные пакеты мощностью 1-2, 3,5-5, 10-15, редко свыше 15 м, протяженностью несколько десятков метров. Иногда наиболее мощные прослои конгломератов содержат небольшие линзы разнозернистых песчаников и гравелитов мощностью до 0,1-0,2 м, протяженностью до нескольких метров, чаще с субпараллельной, реже с пологой косой и косоволнистой (табл. I; 7, 8), иногда перекрестной слоистостью. Конгломератам присуща главным образом субпараллельная слоистость, обусловленная чередованием галечных, галечно-гравийных и песчано-гравийных линз мощностью 0,10-0,15 м, а также отчетливо выраженной ориентировкой окатышей уплощенными сторонами и длинной осью параллельно кровле и подошве пакетов (табл. I; 2, 3, 4). Характерно преобладание мелкой и средней гальки дисковидной и уплощенной эллипсоидальной форм, весьма низкой степени окатанности (главным образом полуокатанная, в меньшей степени окатанная и полугловатая). Крайне редко встречаются мелкие валуны, не более 0,2-0,3 м. Содержание гальки в конгломератах колеблется в среднем около 10-15%, достигая в отдельных пакетах 40-50%. Заполнитель - гравелистый и разнозернистый вулканомиктовый песчаник, цементированный гидроокислами железа или сидеритом. Окатыши представлены в большинстве белесыми песчаниками и алевролитами, характерными для палеогеновых свит окружающих поднятий; кроме того - темными основными туфами и зеленоватыми базальтами из подстилающих меловых пород, реже - роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми андезитами и долеритами; встречаются окатыши обуглившейся древесины.

Песчаники охристо-коричневые, ржаво-бурые, образуют линзовидные пакеты, мощность которых колеблется от 0,5-1 и 3,5-5 до 10 м. Очень часто они содержат мелкие линзы-прослои алевролитов. Как и конгломератам, песчаникам наиболее присуща четко выраженная субпараллельная слоистость, которая нередко подчеркивается короткими линзами разнозернистого песчаника мощностью 0,1-0,2 м, содержащими редкую гальку (см. табл. I; 1, 5 прилож.). Реже встречается косая, косо волнистая, мелкая мульдобразная слоистость. Отдельные зерна состоят из окатанных обломков туфогенных и эффузивных пород, плагиоклазов, пироксенов, слабохлоритизированного вулканического стекла; редко встречаются зерна глауконита (в морских фациях); цементированы песчаники чаще всего слабо. Цемент хлоритовый и глинисто-хлоритовый; отдельные прослои крепко цементированы гидроокислами железа и сидеритом.

Более тонкозернистые литотипы, представленные алевролитами, реже аргиллитами, обычно буровато-серого цвета, образуют либо маломощные прослойки 0,1-0,2 м в пакетах мелкозернистых и среднезернистых песчаников, либо отдельные пакеты мощностью от 1-1,5 до 2-3,5 м. Внутри их наблюдается очень тонкая субпараллельная слоистость, обусловленная чередованием песчаных линзочек мощностью 0,5-1 см, длиной 0,1-0,2 м, алевролитистого, песчано-алевролитистого и алевропелитового материала. Эта слоистость часто подчеркивается линзами растительного детрита. Среди алевролитов нередко попадаются отпечатки листьев разной степени сохранности. С алевролитами и аргиллитами ассоциируют маломощные (от 0,1 до 0,5 изредка до 1 м) прослои бурых углей. Алевролиты и аргиллиты состоят из обломков плагиоклазов, пироксенов и вулканического стекла. Среди алевролитов нередко эллипсоидальные сидеритовые конкреции размером до 0,2 м по длинной оси, а также конкреционные линзы до 0,3-0,5 м при мощности до 0,1 м.

Все тонкозернистые разновидности пород, как вулканотерригенные, так и залегающие выше по разрезу вулканогенно-осадочные, обогащены обугленным растительным детритом, часто содержат большое количество скелетов диатомовых водорослей. Почти по всему разрезу в этих породах встречаются многочисленные отпечатки листьев. Однако хорошо сохраняются отпечатки только в зонах экзоконтактов субвулканических интрузий базальтов и даек, где породы уплотнены за счет обжига.

Бурые угли находятся на весьма низкой стадии углефикации. Это слабо уплотненные дюрены черного цвета, с листоватой отдельностью, с включениями

ми витренизированных обломков древесины. Витрен обладает тусклым вароподобным блеском, черный, гибкий, с хорошо сохранившейся клеточной структурой (телит). В верхах разреза пласты углей чаще лишены гелефицированной основной массы и состоят исключительно из обломков витренизированной древесины (описания углей сделаны А.И. Челебаевой).

Вулканомиктовые породы субформации вулканотерригенной молассы постепенно сменяются смешанными породами субформации вулканогенной молассы. В нижней своей части вулканогенная моласса представлена набором пород с теми же структурно-текстурными особенностями. Это туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, они также угленосные. Однако в отличие от нижележащих структурно-текстурных вулканомиктовых аналогов эти породы содержат тефру, в большей или меньшей степени обработанную, как в составе окатышей, так и во всех более мелких фракциях — от гравийных до пелитовых. Так, в вулканогенно-осадочной части разреза галька представлена почти целиком эффузивами андезито-базальтового ряда. В верхних слоях разреза вулканогенной молассы, правда, вновь появляются туфоконгломераты с заметным содержанием гальки белесых палеогеновых песчаников и алевролитов. Этот факт указывает на наличие достаточно устойчивого во времени разностороннего сноса в формирующуюся межгорную впадину. Тефрогенная составляющая в мелкозернистых и тонкозернистых фракциях представлена обломками андезитов, андезито-базальтов, базальтов, пемз, кристаллов пироксенов и плагиоклазов. Иногда цементом туфоконгломератов в верхней части вулканогенно-осадочного разреза служит собственно туффит.

Таким образом, охарактеризованные выше вулканотерригенные и вулканогенно-осадочные образования молассы хр. Тумрок в основании разреза представлены фациями прибрежного морского мелководья зоны слабых течений. Выше по разрезу эти осадки сменяются аллювиальным комплексом с весьма ограниченным набором фаций, среди которых выделяются аналоги русловых и пойменных. На пойме, по-видимому частично заболоченной, была распространена древесная растительность, что нашло отражение в формировании маломощных прослоев угля с остатками многочисленных стволов деревьев. Основная отличительная текстурная особенность толщи — четко выраженное субпараллельное напластование линзовидных пакетов отложений различных фаций и литотипов. Следует отметить, что субпараллельные текстуры наиболее распространены также и внутри отдельных линзовидных пакетов. Указанные текстурные особенности отложений более всего сближают их с наземнодельтовыми образованиями вершинной фации пролювия предгорий аридной зоны [Елисеев, 1963] и привершинных частей наземных дельт "сухих" рек подножий вулканов [Брайцева и др., 1975]. По-видимому, аллювиальные накопления хр. Тумрок формировались на равнине, расположенной в межгорной депрессии, на первой стадии своего развития сообщавшейся с морем. Многочисленные горные реки, дренировавшие окружающие горные массивы, выносили на равнину продукты размыва мел-палеогеновых пород, а позднее, по мере роста вулканов, также и продукты их разрушения. Кроме того, пепловая пирокластика синхронных седиментации извержений также относится к одному из породообразующих компонентов.

Преобладание мелкой и средней гальки и отсутствие валунов в составе выносимого в депрессию обломочного материала свидетельствуют о том, что рельеф области ее обрамления не был высокогорным и не отличался сильной расчлененностью. Климат рассматриваемой эпохи, насколько можно судить по спорово-пыльцевым спектрам и видимому составу флоры, определенному по ископаемым макроостаткам [Шанцер и др., 1969], был холодно-умеренным, весьма близким к современному климату Тихоокеанского побережья Северо-Восточной Азии. Количество осадков не превышало 800 мм. Реки, дренировавшие горное обрамление плиоценовой седиментационной депрессии, видимо, не были достаточно полноводными и не могли доносить свои воды до морского бассейна. Вполне вероятно, что вскоре после выхода из гор на равнину они постепенно иссякали, разветвляясь на многочисленные мелкие рукава и фильтруясь в наносы субаэральных дельт. Линзовидный характер напластования

ния осадков разного гранулометрического состава, преобладание субпараллельной линзовидной слоистости внутри отдельных линз-пакетов свидетельствуют о том, что многочисленные русла-протоки блуждали по поверхности аллювиальной равнины, а течение их было весьма замедленным. Наиболее полноводные рукава с относительно быстрым течением отлагали косослоистые галечники, гравийники и разнозернистые пески. В более мелководных протоках осаждались субпараллельно-слоистые среднезернистые и мелкозернистые пески и алевриты; на низкой, частично заболоченной пойме накапливался алевропелитовый материал. Выводы о наземном субаквальном происхождении той части вулканотерригенной и вулканогенно-осадочной толщи хр. Тумрок, которая сформировалась в процессе аккумуляции речных наносов в межгорной депрессии, подтверждаются результатами диатомового анализа, проведенного Е.Г. Лупикиной [Краевая и др., 1978]. Характер диатомовой флоры вполне отражает фациальную обстановку субаэральных дельт, прорезанных неглубокими руслами, мигрирующими на поверхности низкой, периодически заливаемой поймы.

Чередование охарактеризованных литотипических разностей отложений молассы происходит в определенной последовательности, позволяющей достаточно отчетливо уловить периодичность седиментации. В толще выделяются первичные (элементарные) циклы осадконакопления, которые зафиксированы в многократном повторении однотипно построенных многослоев, состоящих из сменяющих друг друга снизу вверх конгломератов, разнозернистых средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и бурых углей. Первичные циклы могут быть полными или редуцированными; мощность их непостоянна и достигает 3-5, 8-10, 12-15 м, изредка возрастая до 20-30 м. Наличие подобных первичных циклов седиментации отражает прежде всего естественные внутренние закономерности динамики накопления флювиальных толщ в условиях постоянной миграции русел по предгорной наземнодельтовой равнине. Первичные циклы группируются в более или менее отчетливо обособляющиеся в разрезе циклы второго порядка (мезоциклы) мощностью от 90 до 180 м. В основании таких циклов ведущую роль играют русловые фации, а в верхней части - дельтовые, пойменные и болотные. Существование циклов второго порядка уже не может быть объяснено внутренними закономерностями осадконакопления и, видимо, контролируется синхронными формированию толщи неравномерными тектоническими движениями дна седиментационной депрессии и ее горного обрамления.

Отложения шапинской свиты, объединяющей молассовую и вулканогенные формации, мы рассматриваем как единый макроцикл аккумуляции. Под макроциклом мы понимаем толщу осадков и вулканитов, накопившихся в определенных тектонических условиях. В ней можно проследить закономерную смену фациальных обстановок, в данном случае - от прибрежно-морских к континентальным вулканогенно-осадочным и, наконец, чисто вулканогенным (регрессивный цикл). Так как в этом районе с севера на юг вулканомиктовые и вулканогенно-осадочные отложения полностью замещаются базальтовыми вулканитами, то на юге района, в центральной части хр. Тумрок, шапинская свита представляет собой единый макроцикл уже собственно вулканической аккумуляции.

В макроцикле шапинской свиты в районе перевала между реками Адриановкой илевой Шапиной выделяется семь мезоциклов аккумуляции (см. рис. 10). Все они, как уже говорилось выше, состоят из разного количества первичных (элементарных) циклов, как полных, так и редуцированных. Первый и второй мезоциклы, мощностью 90 и 180 м, можно назвать собственно осадочными; они соответствуют субформации вулканотерригенной молассы. Третий и последующие мезоциклы (мощность третьего 120 м, четвертого - 100, пятого - 120 и шестого - 100-110 м) относятся к вулканогенно-осадочным и соответствуют субформации вулканогенной молассы. Седьмой мезоцикл аккумуляции в отличие от всех предыдущих не только вулканогенно-осадочный, но и частично вулканогенный. Он соответствует зоне перехода вулканогенной молассы по вертикали в собственно вулканогенную формацию. Поэтому мы остановимся на его характеристике подробнее. В низах седьмого мезоцикла туфо-

конгломераты, туффиты и прослои бурых углей сохраняют ту же последовательность наслоения, что и в нижележащих циклах. Кроме того, появляются прослои псаммитовых и псефитовых кристалло- и литокластических туфов. В кристаллокластической фракции преобладают основные плагиоклазы и ромбические пироксены (гиперстены), в резко подчиненном количестве присутствуют моноклинные пироксен и зеленая роговая обманка. В отдельных прослоях значительно на примесь слабохлоритизированного стекла. Литокластические разновидности туфов наиболее распространены и состоят из обломков плотных и шлаковых базальтов и андезито-базальтов, причем плагиоклазовые (плагиофировые) базальты резко доминируют. Значительно реже встречаются обломки пористых пемзовидных андезитов. В средней части разреза седьмого цикла появляется большое количество базальтовых агломератовых туфов в линзовидном залегании. Верхняя часть седьмого мезоцикла сложена туфами, от мелкообломочных до глыбовых агломератовых, и туффитами. Эти отложения бронируются хорошо прослеживаемым по простиранию потоком субщелочных базальтов мощностью от 15 до 30 м, с хорошо выраженной столбчатой отдельностью и мегаплагиофировой структурой. Базальты несогласно перекрываются субгоризонтально залегающими накоплениями тумрокского вулканогенного комплекса. Туффиты, переслаивающиеся с грубообломочными вулканитами седьмого мезоцикла, представлены отложениями разного гранулометрического состава — от валунно-галечных до алевритовых. Среди туффитов наблюдаются, в частности, неслоистые лахаровые конгломерато-брекчии, галечно-песчаные отложения "сухих" рек с субпараллельной линзовидной слоистостью, а также тонкослоистые гравийно-песчано-алевритовые отложения озерного облика. Наличие осадочно-пирокластических отложений перечисленных генетических типов, чередующихся с грубообломочной пирокластикой и редкими прослоями лав, свидетельствует о формировании накоплений седьмого мезоцикла аккумуляции в периферических частях вулканических горных сооружений, рост которых сопровождался частыми эксплозиями. Нередким явлением были лахары, весьма характерные при интенсивной эксплозивной деятельности. Склоны вулканов как бы прорезаны "сухими" реками, перестлаивавшими пирокластический материал как в нижних частях склонов вулканов, так и на отдаленной периферии их шлейфов.

Южнее разреза, описанного в районе перевала между реками Лево́й Шапиной и Адриановкой, вдоль хр. Тумрок, в водораздельных частях долин рек Левая Шапина-Таводок-Ближняя-Бурковы (см. рис. 8, 11) наблюдается постепенное замещение вулканогенной молассы по латерали вулканитами базальтовой формации шапинской свиты. Мощность пирокластических отложений, содержащих линзы туффитов, в южном направлении увеличивается до 500-900 м. По-видимому, такое замещение связано с приближением к центрам эксплозий. Так, на водоразделе рек Лево́й Шапиной и Таводок мощность вулканогенно-осадочной части разреза, лежащей непосредственно с размывом на палеогеновых отложениях, уменьшается до 200-250 м, южнее, по левому борту пади Ближней, мощность ее составляет только 50-100 м, а в бассейне рек Бурковых вулканогенно-осадочные циклические образования полностью отсутствуют — разрез становится в основном пирокластическим с существенной ролью вулканогенно-пролювиальных отложений лахаров и "сухих" рек (табл. II, прилож.). В связи с вышеизложенным интересно проследить положение отдельных флористических комплексов. Так, в разрезе на перевале между реками Адриановской и Лево́й Шапиной комплекс мелколистной флоры с большим количеством листьев рода *Salix* приурочен к туфопесчаникам и туфоалевролитам с углями в верхней части разреза вулканогенной молассы. Южнее, на правом водоразделе р. Таводок, тот же флористический комплекс нами обнаружен в существенно туфогенной пачке, где доминируют базальтовые псаммитовые, псефитовые породы¹, реже агломератовые туфы. Приуроченность одного и того же флористического комплекса к туфопесчаникам с углями на севере

¹ По Е.Ф. Малееву [1963], к псефитовым туфам относятся туфы "гравийные" и "лапиллиевые" (размер частиц от 2 до 30 мм).

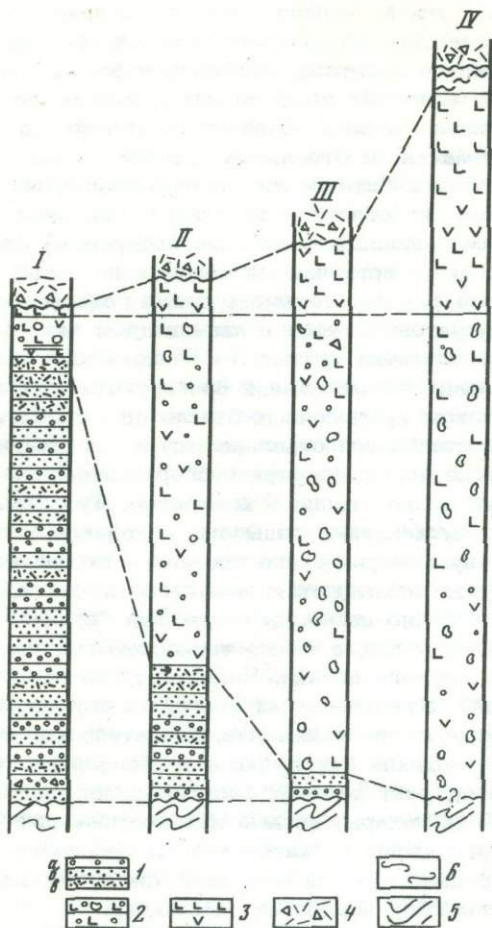


Рис. 11. Фациальное замещение вулканотерригенной и вулканогенной молассы шапинской свиты пирокластическими и лаво-пирокластическими образованиями нижней базальтовой формации с севера на юг по западному борту хр. Тумрок и различная степень размыва кровли шапинской свиты

1 - вулканотерригенные и вулканогенно-осадочные фации шапинской свиты: а) туфоконгломераты, б) туфопесчаники, в) туффиты; 2 - базальтовая и андезито-базальтовая пирокластика; 3 - базальты и андезито-базальты; 4 - вулканы тумроковского комплекса; 5 - складчатый фундамент

I - разрез на перевале между реками Адриановка и Левая Шапина; II - разрез на водоразделе рек Левая Шапина и Таводок; III - разрез на водоразделе рек Таводок и Ближняя; IV - разрез по реке Правой Бурковой

района, а в более южных разрезах - к туфам также подтверждает факт замещения по простирацию вулканогенно-осадочных отложений пирокластическими.

Средняя часть разреза шапинской свиты, представленная базальтовой вулканогенной формацией, лучше всего вскрыта в бассейне рек Бурковых. Здесь наблюдается постепенный

переход (вверх по разрезу) от существенно пирокластической толщи к эффузивной. В низах видимого разреза обнажаются переслаивающиеся, часто линзообразно, агломератовые туфы, от мелкообломочных до глыбовых, конгломерато-брекчий, туфопесчаники и туффиты: с линзами косослоистых туфогравелитов и туфоконгломератов. Породы серого, коричневого и бурого цвета. Туфопесчаники и туффиты обычно образуют слои невыдержанной мощности, часто с субпараллельной, линзовидной слоистостью. В туфопесчаниках в виде отдельных крупных линз залегают тефристые галечники и гравийники. Мощность прослоев разных литотипов колеблется от 2 до 10 м. Видимая мощность туфогенной пачки порядка 30 м. Обломки в агломератовых туфах обычно остроугольные, реже слегка сглаженные, диаметром от первых сантиметров до 1,5 м; часто обломки составляют 50-70% породы. Состав обломков весьма однообразен - это различные структурные разновидности базальтов и андезито-базальтов, от долеритовых до скрытокристаллических с резким преобладанием лейкократовых плагиоклазовых (плагиофировых) и гиперстен-плагиоклазовых базальтов. Значительно реже в породах встречается моноклинный пироксен и крайне редко - оливин, обычно в виде реликтов. Цемент туфов чаще всего поровый, реже базальный, обычно представлен псефитовым или псаммитовым кристаллолитокластическим туфом, состоящим из обломков базальтов, основных плагиоклазов, ромбических пироксенов, реже - из обломков бурого стекла, обогащенных магнетитовой пылью. Состав смешанных пород - конгломерато-брекчий, туфоконгломератов, туффитов - примерно такой же. Правда, в туфоконгломератах наряду с доминирующей галькой плагиоклазовых и плагиоклаз-гиперстеновых базальтов изредка встречаются гальки туфов, а также порфиритов из подстилающих мел-палеогеновых толщ.

Выше наблюдается согласный, довольно резкий переход к эффузивному разрезу. Эффузивный разрез характеризуется переслаиванием различных по мощности лавовых потоков. Часто встречаются кластолавы, очень редки отдельные слои туфов незначительной мощности. Мощные потоки обычно имеют характерное текстурное строение: низы представлены пористой лавой, средняя часть — плотной, иногда хорошо раскристаллизованной, верхи — снова пористой, шлаковой, часто кавернозной разностью с криптокристаллической и стекловатой структурами. Наряду с этим отмечаются менее мощные однородные потоки достаточно плотных слабораскристаллизованных эффузивов. Отдельные потоки представляют собой кластолаву, от мелкообломочной до глыбовой, состоящей из однородных обломков эффузивов. Кластолавой часто сложена нижняя часть потока, в то время как верхняя представлена плотным однородным эффузивом. Часты также кластолавы на границе двух потоков (обычно в кровле нижнего), что может быть объяснено взламыванием верхней корки потока при движении по нему последующей порции лавы. Цвет эффузивов коричнево-бурый, малиново-красный, серый, черный с различными промежуточными оттенками. Отдельность неясностолбчатая, глыбовая, толстоплитчатая, в верхней части эффузивной пачки преобладают черные лавы с четкой тонкоплитчатой отдельностью. Мощность отдельных лавовых потоков колеблется от 2 до 30 м.

Лавы средней части шапинской свиты базальтовые, реже андезито-базальтовые. Почти по всему разрезу преобладают лейкократовые плагиоклазовые (плагиофировые) и гиперстен-плагиоклазовые базальты. Породы обычно четко порфиоровидные, с очень большим количеством мелких (0,5–2 мм по длинной оси), а в отдельных потоках очень крупных (до 3–4 см) вкрапленников основного плагиоклаза, в меньшем количестве гиперстена; встречаются почти чисто плагиоклазовые разности. Структура основной массы изменяется от интерсертальной и долеритовой до витрофировой, цветных компонентов в основной массе мало, и это почти исключительно ромбический пироксен. Обычно основная масса состоит из плагиоклаза, стекла и магнетита. Магнетита и других рудных компонентов всегда очень много, как в виде отдельных крупных зерен, так и в виде скоплений мельчайших зернышек и рудной пыли. Часто порода просто "заражена" рудной пылью, а стекла, по которым рудные минералы развиваются особенно интенсивно, приобретают черную окраску. Реже в основной массе присутствует моноклинный пироксен. Отмечаются и дупироксеновые разности базальтов, но всегда моноклинный пироксен находится в подчиненном количестве по сравнению с ромбическим. Из аксессуарных минералов крайне редко отмечается игольчатый высокотемпературный апатит (специальных исследований на аксессурии не проводилось). Интерсертальная и долеритовая структуры присущи средним частям мощных потоков, стекловатые — краевым. В отдельных случаях встречаются пилотакситовые структуры с ориентированно направленными микролитами основной массы и вкрапленниками. Весьма характерны для эффузивной пачки отдельные, довольно мощные потоки темно-серых, иногда розоватых базальтов с мегаплагиофировой структурой: крупные (от 1 до 4–5 см) фенокристаллы и сростки кристаллов желтоватого полупрозрачного плагиоклаза (лабрадор-битовнит) обычно погружены в слабораскристаллизованную основную массу.

В верхней части эффузивной пачки разреза падей Буркова встречаются потоки оливинсодержащих базальтов. Оливин редок в свежем виде, обычно он полностью карбонатизирован или замещен окислами железа. Венчают разрез этой пачки плотные скрытокристаллические базальты. Чаше всего они обладают афировой структурой, единично встречаются отдельные вкрапленники оливина, плагиоклаза и пироксена, как ромбического, так и моноклинного. Основная масса гиалопилитовой структуры с мельчайшими игольчатыми микролитами и кристаллитами плагиоклаза сильно обогащена магнетитом.

Туфы в лавовой пачке представлены агломератовыми и псефитовыми разностями, реже — псаммито-алевритовыми. Цвет туфов от желтого до красно-бурого. Литокластические туфы состоят из обломков базальтовых лав, иногда включают обломки светлых пемзовидных андезитов. В верхней части пачки

количество туфов начинает несколько увеличиваться, причем преобладают лапиллиевые разности. Часто в туфах отмечаются довольно крупные вулканические бомбы веретенообразной и овальной формы (размеры по длинной оси достигают 0,4–0,5 м). Общая мощность эффузивной пачки шапинской свиты в бассейне падей Буркова 400–450 м. Кровля шапинской свиты размыта весьма неравномерно. Так, если в бассейне падей Буркова эффузивная часть разреза несогласно перекрывается тумрокским вулканогенным комплексом, то в следующей на севере – долине р. Ближней – верхняя часть разреза представлена более полно (рис. 12, см. вкладку). Вулканогенный разрез шапинской свиты в этом месте выглядит следующим образом. На размытой поверхности терригенных отложений палеогена залегают туфогравелиты и туфопесчаники, переслаивающиеся с базальтовыми туфами. Выше обнажается мощная пачка туфов с отдельными прослоями конгломерато-брекчий и туфопесчаников. В пачке преобладают агломератовые туфы, от глыбовых до мелкообломочных¹. Мощность пачки порядка 500 м. Выше согласно залегают эффузивная пачка, состоящая исключительно из базальтов. Резко преобладают субщелочные мегаплагиофировые базальты, встречаются и гигантоплагиофировые разности (величина вкрапленников плагиоклаза до 5 см). В верхах эффузивного разреза появляются потоки известково-щелочных оливинсодержащих базальтов. Мощность эффузивной пачки порядка 350 м. Выше базальтов лежит незначительная по мощности (30–40 м) туфовая пачка с прослоями мелко- и среднегалечных туфоконгломератов. Видимый разрез венчается 30-метровым покровом дацитовых игнимбритов. Преобладают две разности игнимбритов: черные, насыщенные фьямме обсидиана и плотные, сильно спешившиеся лавоподобные разности серого и розового цвета. Выше резко несогласно залегают андезиты тумрокского комплекса. Из-за неровностей рельефа, на который ложатся образования шапинской свиты, во-первых, как уже говорилось, резко варьируют мощности и, во-вторых, на более древних отложениях нередко залегают разные части разреза шапинской свиты. Так, верхи разреза свиты в бассейне р. Сторож (восточнее хр. Тумрок) залегают непосредственно на меловых образованиях (см. рис. 14). Здесь верхняя часть базальт-игнимбритового разреза представлена наиболее полно. Это чередование как по вертикали, так и по простиранию базальтов и игнимбритов, часто с прослоями туфоконгломератов и агломератовых туфов. При среднемасштабном картировании базальт-игнимбритовая часть шапинской свиты была выделена А.Г. Цикуновым как сторожевская свита. В нижней и верхней ее частях хорошо отмечаются маркирующие мощные покровы игнимбритов, распространенные на значительной площади. Верхние и нижние покровы четко различаются между собой и прекрасно картируются. На этом основании сторожевская свита была подразделена на нижнюю и верхнюю подсвиты. Следует отметить, что в процессе накопления вулканических шапинской (включая сторожевскую) свиты ареалы развития вулканизма то сужались, то расширялись. Пожалуй, наиболее широко по площади распространена верхняя подсвита сторожевской свиты. Например, в бассейне р. Богачевки она прослеживается на протяжении многих километров.

Интрузивная фация шапинской свиты представлена как пластовыми, так и секущими телами (рис. 13). Изучение глубоких эрозионных врезов (1,5–1,8 км) в районе горста хр. Тумрок при исключительно хорошей, часто практически стопроцентной обнаженности позволило зафиксировать на разных стратиграфических уровнях ряд пластовых тел, по составу соответствующих плагиофировым базальтам средней части разреза шапинской свиты. Пластовые тела соединяются с лавовыми потоками разреза как наклонными, так и вертикальными секущими дайками. Наиболее глубоко вскрытые пластовые тела

¹ Классификация агломератовых туфов по гранулометрическому составу заимствована у Л.Н. Ботвинкиной [1972]: мелкообломочный – 30–200 мм; среднеобломочный – 200–1000 мм; грубообломочный – более 1000 мм.

Последний мы называем также глыбовым.

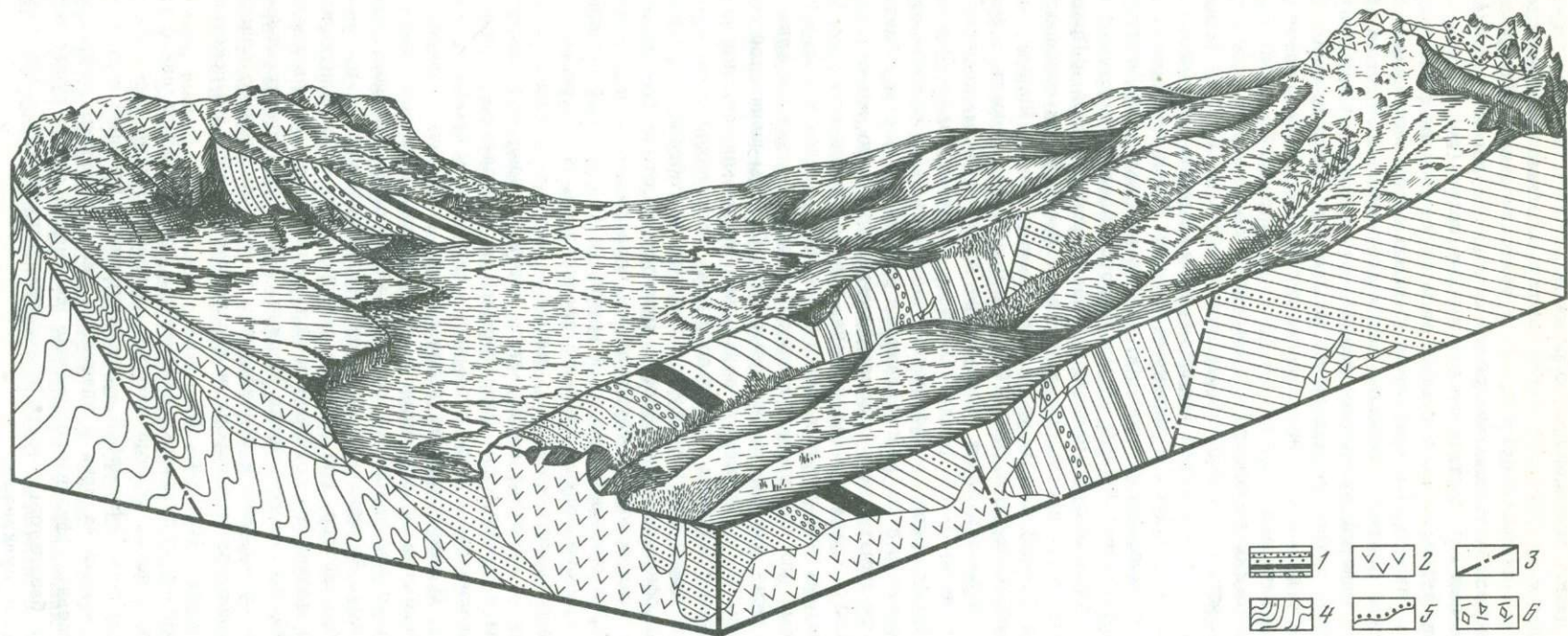


Рис. 13. Блок-диаграмма контакта меловых и плиоценовых толщ с внедрением межформационного тела мегаплагиио-
фириовых субщелочных базальтов

1 - нижнеплиоценовая шапинская свита; 2 - мегаплагииофириовые базальты пластовой (местами пологосекушей) дай-
ки, а также штоков и лавовых потоков верхов разреза шапинской свиты; 3 - разломы; 4 - мел-палеогеновый складчатый фундамент; 5 - границы несогласий; 6 - тумрокский верхнеплиоценовый вулканогенный комплекс

отмечаются в туфогенной части мелового разреза. В более высоких стратиграфических горизонтах неоднократно наблюдаются подобные тела; внедрение их контролируется как литологическими, так и тектоническими факторами. В относительно однородных толщах внедрение силлов приурочено к пачкам слабо сцементированных или достаточно пластичных пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфов). Так, подобные тела встречены во флишеидных пачках палеогена, а также среди сравнительно рыхлых туфопесчаников, туффитов и туфов шапинской свиты. Интересны межформационные пластовые интрузии базальтов, внедрившиеся по границе раздела резко разнородных толщ. Особенно крупное тело такого рода вскрыто на границе меловых кремнисто-вулканогенных толщ с вулканотерригенными и вулканогенно-осадочными фациями шапинской свиты плиоцена (см. рис. 8, 13). В настоящий момент в результате неотектонических дислокаций, связанных с образованием одностороннего горста хр. Тумрок, оно имеет вид мощной (от 50 до 100 м) пологонаклонной дайки, лежащий бок которой представлен меловыми интенсивно дислоцированными эффузивами, туфами и кремнями с очень небольшой зоной закалки, а всячий — плиоценовыми песчаниками, конгломератами и алевролитами с зоной обжига, достигающей 40–50 м. Вдоль водораздельного гребня, разделяющего бассейн р. Адриановки с бассейнами рек Лево́й Шапиной и Правого Толбачика, указанная дайка прослеживается в виде практически сплошных выходов на расстояние 10–12 км. Во врезе верховьев р. Лево́й Шапиной она трассируется на глубину порядка 800–1000 м. В общем мощность зафиксированных пластовых тел варьирует от долей метра до 50–100 м, секущих даек — от первых сантиметров до 3–4 м, редко 10–15 м. Следует также отметить, что в наиболее глубоких врезях в эффузивной части мелового разреза отмечены пластовые и резе секущие тела плагиоклазовых габбро, по составу близкие к анортозитам. Присущи ли эти тела меловому магматизму, или же они связаны с плагиофировым базальтовым циклом неогена, пока остается неясным. Системы пластовых и секущих базальтовых даек, безусловно, служили сложными подводящими каналами для излившихся в массовых количествах мегаплагиофировых лав средней части разреза шапинской свиты. Породы шапинской свиты, залегающие висячем боку гигантской дайки, пропитаны многочисленными ее апофизами в виде маломощных (часто до 1 см) ветвящихся секущих даек. Базальты гигантской дайки соответствуют долеритам и габбро-долеритам с отчетливой мегаплагиофировой структурой и характерной столбчатой отдельностью. В эндоконтактах породы интрузии почти черного цвета, с криптокристаллической структурой основной массы и крупными (до 15 см) вкрапленниками белого и желтоватого полупрозрачного плагиоклаза. В центральных частях тела породы хорошо раскристаллизованы, имеют долеритовую, иногда микрогаббровую структуру. В основной массе много цветных минералов, представленных моноклинным и ромбическим пироксенами, во вкрапленниках присутствует исключительно плагиоклаз в виде огромных кристаллов и сростков кристаллов (до 6–7 см). В экзоконтактах туфопесчаники и туффиты шапинской свиты слабо ороговикованы. В верховьях р. Адриановки шапинская свита прорвана рядом мелких штоков такого же состава, что и дайка (площадь отдельных штоков 1,5–2 км). Аналогичный шток описан на водоразделе р. Лево́й Шапиной и ручья Обрывистого, где он рвет палеогеновую терригенную толщу. Ряд крупных даек и мелких штокообразных тел наблюдаются в приводораздельных частях рек Ближняя-Таводок-Левая Шапина. Всюду они представлены мегаплагиофировыми базальтами и образовались в течение нижнего плиоцена, так как местами перекрываются породами верхнеплиоценового тумрокского вулканогенного комплекса (см. рис. 8).

Наличие протяженных, практически залегающих горизонтально или с крайне незначительными первичными углами наклона лавовых потоков (реконструкция со снятием тектонических деформаций — моноклиналей), большое количество также протяженных и мощных даек и пластовых тел заставляют предполагать, что во время накопления эффузивного разреза шапинской свиты существовали обширные ареальные базальтовые зоны, возможно сопряженные с крупными лавовыми штокообразными вулканами.

Формирование более поздних игнимбритовых покровов тесно ассоциируется с образованием крупных кальдер и вулканотектонических депрессий. Так, игнимбриты хр. Тумрок и бассейна р. Сторож (по-видимому, и верховья р. Богачевки), завершающие вулканизм шапинского времени (сторожевская свита), генетически связаны с развитием крупной кальдеры, расположенной в хр. Гамчен, в районе вулкана Пальцевского и верховьев ручья Дроздовского. Кальдера реконструируется следующим образом (рис. 14, 15).

1. По полевым наблюдениям, на левобережье ручья Дроздовского зафиксирован дугообразный сброс, по-видимому составляющий часть дуги кольцевого разлома, ограничивающего кальдеру. В верховьях ручья Дроздовского и далее на юго-восток к р. Восточной сброс перекрыт более поздними базальтовыми покровами. В левом же борту долины ручья Дроздовского он отпрепарирован эрозией и поэтому доступен наблюдению. Сброс сопровождается мощной зоной дробления и ожелезнения. По сбросу дацитовые туфы с обломками обсидианов граничат с более основными образованиями.

2. При дешифрировании аэрофотоснимков в районе вулкана Пальцевского по особенностям морфологии рельефа намечается северный сектор (около 180°) крупной кольцевой структуры с диаметром порядка 11 км. Южный сектор в результате более поздних тектонического и эрозионного процессов и последующей вулканической аккумуляции затушеван.

3. В нижней части разреза данной кольцевой структуры (верховье ручья Дроздовского) обнажаются дацитовые и андезито-дацитовые агломератовые туфы, переслаивающиеся с тонкозернистыми озерными туффитами. Остановимся более подробно на этом разрезе.

В основании видимого разреза, у уреза воды, обнажается слоистая толща алевропелитовых и псаммитовых туффитов и туфов. Эти породы обладают горизонтальной или пологой мульдобразной слоистостью. Иногда внутри отдельных горизонтальных слоев отчетливо видно смятие слоев в результате оползания в процессе диагенеза. В верхней части туффитовой пачки заметно увеличивается количество светлого пеплового материала, и породы становятся белесыми. Среди белесых туффитов проявляются прослои псефитовых светло-желтых туфов, которые выше становятся преобладающими. Видимая мощность описанной пачки порядка 50 м. Для туффитов и туфов характерен витрокластический состав. Обычно они состоят из мелких (алевритовая и пелитовая фракции) слабоокатанных обломков светлого, иногда слегка хлоритизированного стекла, в меньшем количестве встречаются обломки плагиоклазов (андезин № 38-40) и эффузивных пород (плагиоклазовых дацитов и андезито-дацитов с редкими мелкими зернами кварца). Крайне редки обломки моноклинного пироксена. На слоистую толщу с размывом налегают агломератовые туфы, от мелко- до крупнообломочных, с грубой линзовидной слоистостью. В отдельных линзах туфы неслоистые, с большим количеством глыбового материала. В агломератовых туфах преобладают обломки светлых пористых пемзовидных дацитов и пемзы, а также черные обсидианы; реже отмечаются обломки зеленоватого стекла, плагиоклазов и плотных плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых андезитов. Наряду с рыхлыми разностями изредка фиксируются слабоспекшиеся туфы с фьяммеподобными линзочками обсидианов. Видимая мощность агломератовых туфов — первые десятки метров. Выше разрез не вскрыт.

В 5-6 км к востоку от описанного разреза, в глубокой промоине северного склона вулкана Пальцевского, примерно на том же гипсометрическом уровне описан следующий разрез. У тальвега ручья обнажаются грубообломочные туфы и туффиты с четкой линзовидной слоистостью. Туфы преимущественно псефитовые, иногда с крупными отдельными глыбами андезитов. Выше с небольшим размывом лежит горизонтально-слоистая толща туфов и туффитов, от псаммито-алевритовых до пелитовых. Слоистые туффиты белого и светло-серого цвета. Часто встречаются плотные опоквидные разности с раковистым изломом и скрытозернистой структурой. Слоистость в породах тонкая, горизонтальная, градационная. На плоскостях напластования часты следы крупной и мелкой ряби. Наблюдается ритмичность наслоения; в ритмах характерна

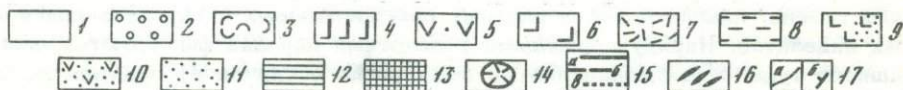
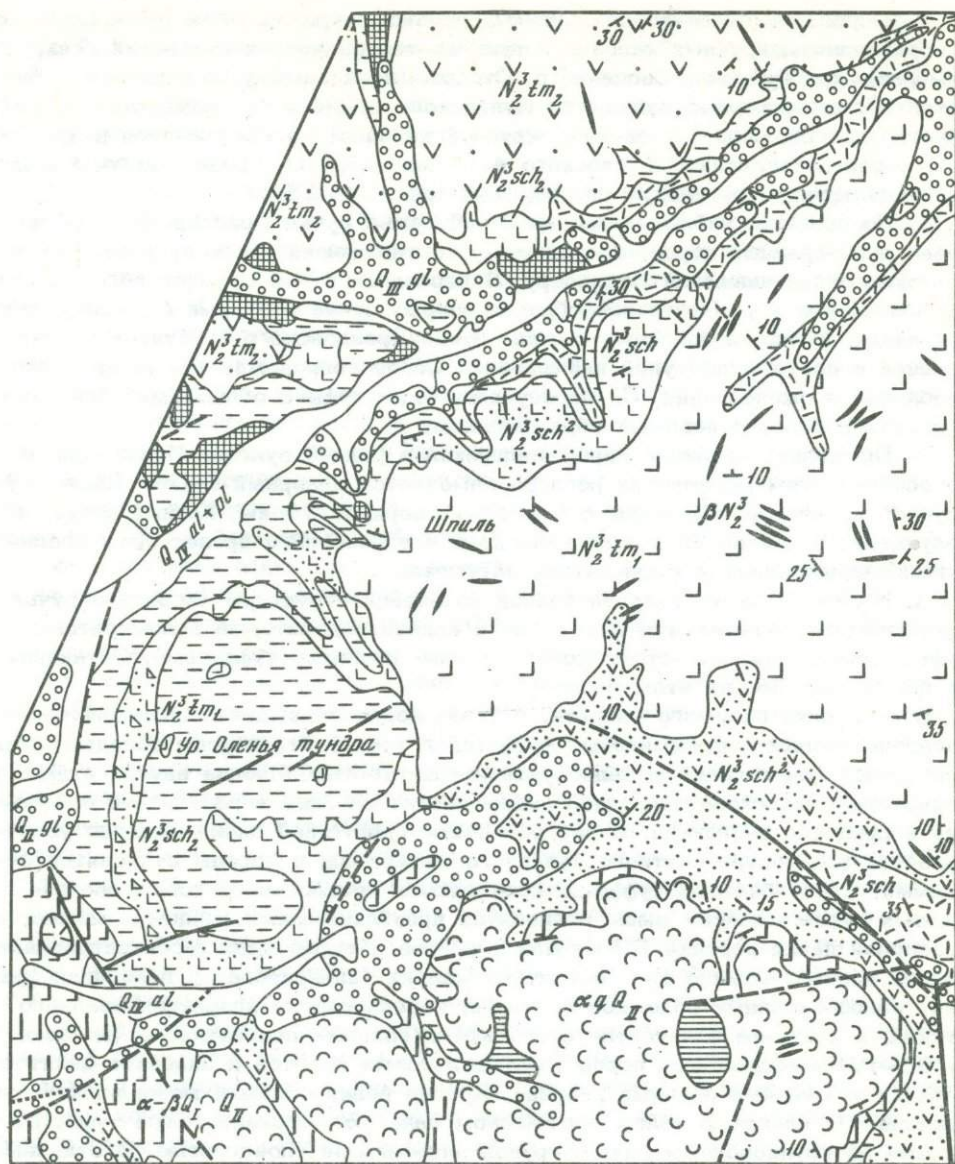


Рис. 14. Фациально-геологическая карта района горы Шпиле и урочища Оленья тундра (бассейн р. Сторож)

1 - рыхлые аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 - морены; 3 - среднечетвертичные андезиты; 4 - нижнечетвертичные базальты. Тумрокский комплекс: 5 - андезитовая пирокластика; 6 - базальты. Шапинская свита: 7 - рыхлые туфы дацитового состава; 8 - игнимбриты; 9 - базальты и базальтовая пирокластика; 10 - переотложенная дацитовая пирокластика; 11 - кальдерные озерные отложения (туффиты); 12 - дацитовые экструзии. 13 - складчатый мел-палеогеновый фундамент; 14 - маары; 15 - а) разломы установленные, б) разломы проведенные условно, в) предполагаемое продолжение разломов под рыхлыми отложениями; 16 - дайки базальтов; 17 - а) геологические границы, б) элементы залегания

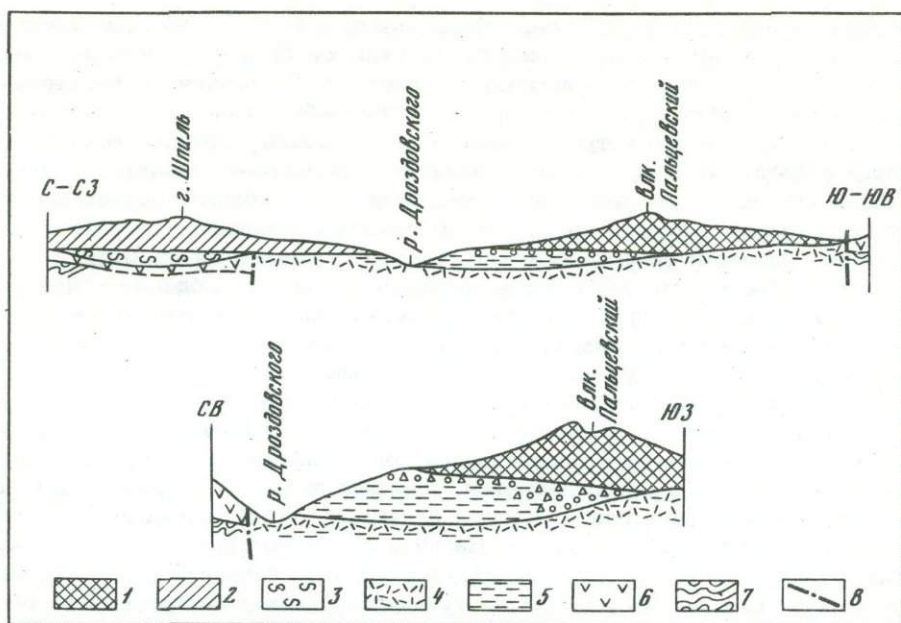


Рис. 15. Схема разреза кальдеры в верховьях ручья Дроздовского

1 - среднеплейстоценовые вулканиты; 2 - тумрокский вулканогенный комплекс; 3-6 - различные образования верхней части разреза шапинской свиты: 3 - игнимбриды, 4 - агломератые и псаммитовые дацитовые туфы, 5 - озерные отложения, 6 - андезито-дацитовая пирокластика; 7 - складчатый фундамент; 8 - разломы

смена состава пород от крупнообломочных к мелкообломочным. Мощность пачки 40 м. Туффиты на 70-75% состоят из пеплового материала, представляющего собой алевитовые и пелитовые, угловатые и полуокатанные обломки светло-зеленого стекла; присутствует также значительное количество обломков средних плагиоклазов и андезито-дацитов, крайне редки обломки пироксенов. В туффитах очень много остатков скелетов диатомовых водорослей; по количеству диатомей некоторые породы можно отнести к диатомовым туффитам. Выше в разрезе появляются линзы грубообломочных туфов и туфоконгломератов, которые постепенно становятся доминирующими, полностью замещая пелито-псаммитовые разности. На юг по простиранию также наблюдается замещение тонкослоистых туффитов туфоконгломератами и брекчиями. Сверху описанный разрез несогласно перекрывается туфами пирокластических потоков среднеплейстоценового Пальцевого вулкана (см. рис. 15, 14). Тонкая сортировка материала, горизонтальная слоистость, многочисленные следы ряби, большое количество скелетов озерных диатомей говорят об осадконакоплении в достаточно крупном озерном бассейне. К периферии озера тонкослоистые отложения водоема замещаются более грубыми отложениями склонов (конгломераты, брекчии). Наличие озерных отложений, резко обогащенных пирокластическим материалом, перемежающихся с андезито-дацитовыми и дацитовыми агломеративными, иногда слабоспекшимися туфами, может также говорить о существовании в данном районе кальдеры, частично или полностью заполненной достаточно длительный промежуток времени водой.

С запада кольцевая структура окаймляется полем игнимбритов плато Оленья тундра. Ниже мы более подробно остановимся на характере игнимбритовых разрезов данного района.

На изученной площади игнимбриды несогласно налегают непосредственно на дислоцированный мел-палеогеновый фундамент, реже они перекрывают древние аллювиальные конгломераты и дресвяники или согласно залегают на мегаплагиофировых лавах шапинской свиты. В отдельных разрезах они подстилаются грубой андезитовой и андезито-дацитовой пирокластикой. В правом борту

р. Восточной напротив устья ручья Медвежьего, в крутой промоине плато Оленья тундра, в 50 м выше тальвега обнажаются брекчии и агломератовые туфы от глыбовых до мелкообломочных разностей. В брекчиях встречаются отдельные линзы косослоистых туффитов флювиального генезиса. Обломки в брекчиях и агломератовых туфах довольно однообразны, представлены буровато-серыми плотными и пористыми андезитами, андезито-базальтами и дацитами. Выше обнажается весьма однородная толща линзообразно переслаивающихся агломератовых и псефитовых туфов. В отдельных линзах отмечаются крупноглыбовые разности несортированных брекчий с диаметром глыб до 2 м. Возможно, такие породы образованы древними лахарами. Обломки в брекчиях и агломератовых туфах представлены плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми, часто оливинсодержащими андезито-базальтами и андезитами, реже — стекловатыми дацитами. Среди резко доминирующих в разрезе агломератовых туфов иногда прослеживаются разновидности псефитовых и псаммитовых туфов, представляющих под микроскопом мозаику плотно примыкающих друг к другу обломков андезитов и андезито-дацитов с оплавленными краями. Видимо, такая порода является слабоспекшейся. Лавовые потоки в разрезе практически отсутствуют. Лишь один раз в неясном залегании зафиксирован выход серого пироксен-плагиоклазового андезита. Наличие лахаровых брекчий, косослоистых туффитов, почти полное отсутствие эффузивов могут говорить о формировании данного разреза в периферических частях вулканических построек. Видимая мощность разреза порядка 300–350 м. На северо-восток мощность рыхлых грубообломочных туфов резко сокращается, до полного выклинивания южнее оз. Долгого за счет размыва и замещения (в кровле) игнимбритами.

Урочище Оленья тундра представляет собой высоко поднятое плато, поверхность которого сформировалась в результате ледникового выравнивания. На плато прекрасно видны следы ледниковой экзарации в виде эрозионных борозд, а также оглаженных скал типа "бараньих лбов" со следами ледниковой штриховки. Западный борт плато вздернут по разлому северо-восточного простирания, быстро затухающего в сторону оз. Долгого (см. рис. 14). Сама поверхность плато разбита безамплитудными и малоамплитудными расколами, представляющими систему взаимно пересекающихся трещин. Юго-восточный край плато служит ограничением описанной выше древней кальдеры. Поверхность плато сложена туфами и игнимбритами. Игнимбриты обычно перекрывают туфы; в районе оз. Долгого (северный край плато) они непосредственно лежат на мел-палеогеновых образованиях. Мощность их возрастает с юго-запада на северо-восток от нескольких метров до 300 м и затем вновь резко уменьшается. По-видимому, в этом районе игнимбриты выполняют древнюю эрозионную впадину. Северо-восточнее игнимбриты перекрываются андезитовой и андезито-базальтовой пирокластикой и лавами вулканических центров района горы Шпиль, относящихся к тумрокскому комплексу (см. рис. 14). Игнимбриты довольно широко распространены на север и северо-северо-восток от плато Оленья тундра. Здесь они повсеместно резко несогласно налегают на неровную денудационную поверхность мел-палеогенового дислоцированного фундамента и так же несогласно перекрываются андезитовой пирокластикой и лавами тумрокского комплекса. Обнажаются игнимбриты обычно в глубоких эрозионных врезках: у оз. Долгого, по небольшим левым и правым притокам р. Сторож, в низовьях р. Широкой, в верховьях р. Молчанова (см. рис. 14).

Наиболее полный и мощный разрез игнимбритов описан для плато Оленья тундра. Приблизительно подсчитанный объем игнимбритов этого участка равен 6000 км³. Поверхность северо-восточной части плато сложена плотными мелкозернистыми игнимбритами серого и розовато-серого цвета. Лишь на выветрелых и гладких поверхностях просматривается флюидальное строение этих пород с многочисленными микрофьямме серого стекла и мелкими сплюснутыми ориентированными обломками пемзовидных пород. Игнимбриты обнажаются в виде невысоких скал и глыбовых развалов. По ручью, стекающему с Оленьей тундры на юго-восток, сверху вниз с незначительными перерывами обнажаются плотные игнимбриты серого и розового цвета, макроскопически очень сходные с дацитовыми лавами. Ниже розовых игнимбритов выходят темно-серые до

черных, менее плотные игнимбриты с крупными черными фьямме обсидиана и крупными, до 10–15 см в диаметре, иногда уплощенными обломками пемз и плотных серых андезитов. У подножия плато обнажаются агломератовые туфы, подстилающие игнимбритовый разрез. Приблизительная мощность игнимбритов порядка 300 м. Основная масса (в шлифе) эффузивоподобных плотных розовых игнимбритов представлена флюидальным стеклом, образующим завихрения вокруг вкрапленников. По флюидальности стекло имеет полосчатую текстуру за счет различной степени раскристаллизации: наряду со слабо раскристаллизованными полосовыми участками встречаются полосы нацело раскристаллизованные. Стекло переходит в агрегат тридимита, кварца и халцедона. Тридимит присутствует обычно в виде клинообразных лейст и табличек с прямым погасанием, обладает резким отрицательным рельефом, положителен, иногда изотропен. Кварц отмечается обычно в виде криптокристаллических разностей, халцедон – в виде округлых зернышек с крестообразным погасанием. Иногда в стекле присутствуют мельчайшие микролиты плагиоклаза. Вкрапленники обычно составляют 20–30% площади шлифа. Представлены они плагиоклазом (андезин–олигоклазом), ромбическим и моноклинным пироксеном (авгитом и гиперленом), часто характерны гломеропорфиновые стростки. Темно-серые игнимбриты под микроскопом представляют собой стекловатую массу мельчайшего спекшегося пепла, в которую погружены темно-серые и серовато-белые, часто сильно ожелезненные обломки пемзовидных и плотных андезитов и андезито-дацитов. Границы обломков нечеткие, часто сплавленные с основной массой. Основная масса почти повсеместно раскристаллизована в тридимит–кристобалитовый агрегат, прослеживаются участки со скоплениями мельчайших игольчатых кристаллитов плагиоклаза, а также криптокристаллического кварца.

Намного лучше вскрыт разрез северного борта плато Оленья тундра на юг от оз. Долгого (рис. 16, 5). Над выходами складчатого фундамента с небольшим перерывом обнажаются сильноспекшиеся игнимбриты с крупными обломками серых, хорошо раскристаллизованных лав. Игнимбриты залегают в виде крупных линз, не имеющих четких границ. Породы крепкие, плотные, почти полностью состоят из очень сильно ожелезненного флюидального стекла. По флюидальности в стекле наблюдается четкая полосчатость за счет различной степени ожелезнения. Вкрапленники чрезвычайно редки (2–3%), представлены олигоклаз–андезином и андезином, иногда встречаются неправильные зерна авгита. Выше лежит пласт лавоподобных черных плотных игнимбритов с нацело ожелезненным стеклом основной массы и очень редкими вкрапленниками плагиоклаза. Еще выше залегают пачка зональных игнимбритов мощностью 50–60 м. В разрезе наблюдаются постепенные переходы от рыхлых агломератовых разностей через слабоспекшиеся к собственно игнимбритам. В зонах слабого спекания преобладают обломки черных обсидиановых лав, часто спекшихся с основной массой и имеющих вид неясных фьямме. Наряду с обсидианами довольно много обломков плотных и пористых пемзовидных андезитов. Преобладают угловатые и сплюснутые обломки, но встречаются иногда полукатанные и окатанные гальки эффузивов. Выше в виде отдельных скальных выходов с перерывами также обнажаются зональные игнимбриты. Общая мощность разреза не менее 200–300 м. После незначительного перерыва в обнаженности и перегиба в склоне, в виде отдельных высоких скал и глыбовых осыпей, выходят серые и розовые игнимбриты с тонкой полосчатой и линзовидно-полосчатой текстурой, обусловленной обильными микрофьямме серого цвета. Розовые игнимбриты слагают кровлю разреза плато, мощность их порядка 50 м.

На северо-западном берегу оз. Долгого, непосредственно налегая на древний складчатый фундамент, обнажаются зональные дацитовые игнимбриты. Здесь прекрасно виден постепенный переход от рыхлых разностей к спекшимся как вверх по разрезу, так и по латерали. Постепенные переходы, а также залегание в виде единого геологического тела позволяют предполагать, что эти породы образовались в результате однократного извержения и представляют собой одну остывшую единицу покрова игнимбритов. По степени спекания в покрове выделяются следующие зоны.

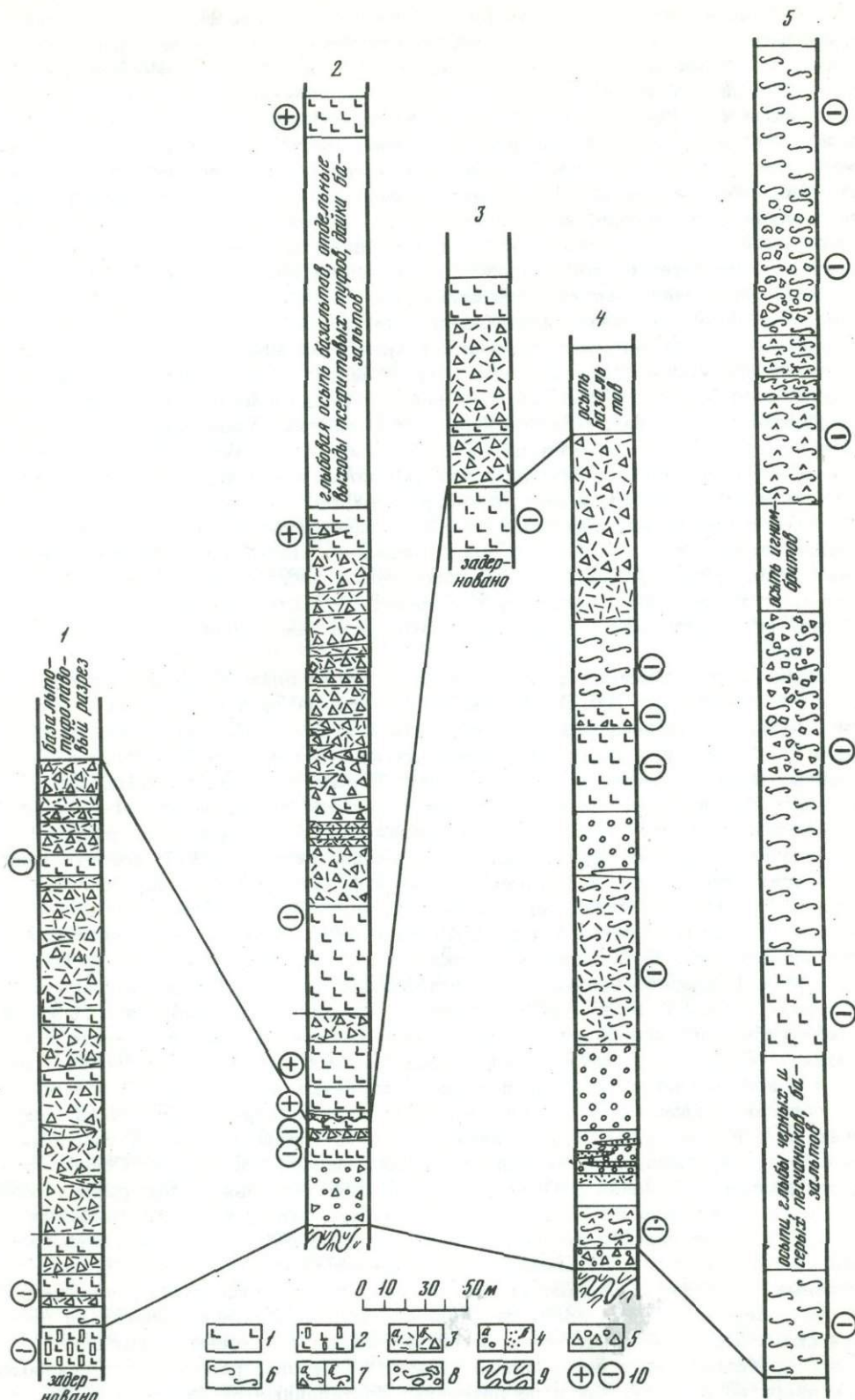


Рис. 16. Разрезы по правому борту р. Сторож

1 - базальты; 2 - мегаплагиофировые базальты; 3 - а) псефо-псаммитовые туфы, б) агломератовые туфы; 4 - а) туфоконгломераты, б) туфопесчаники; 5 - конгломерато-брекчии; 6 - фьямме-игнимбриты; 7 - а) грубообло-

1. Светло-серая, почти белесая порода состоит из обломков пемз, обсидианов и плотных эффузивов. Цемент представляет собой обломки зеленоватого стекла, а также ромбических и моноклинных пироксенов, средних и кислых плагиоклазов, мелких осколков эффузивных пород. Обсидианы нацело состоят из сильно обогащенного бурыми окислами железа стекла с редкими, очень мелкими вкрапленниками плагиоклаза и ромбического пироксена.

2. Светло-желтая, видимо, слабоспекшаяся порода с редкими обломками обсидианов и пемз. Обсидианы имеют частично вид неясных фьямме. Основная масса полностью состоит из сильножелезненного стекла без следов флюидальности, с иногда просматривающимися реликтами изогнутых пепловых обломков.

3. Темно-серый игнимбрит с крупными фьямме обсидиана, с многочисленными сплюснутыми обломками пемз и более плотных эффузивов. Основная масса представляет слабофлюидальное стекло с редкими вкрапленниками плагиоклаза (андезин первых номеров) и ромбического пироксена (по-видимому, гиперстена).

4. Плотный мелкозернистый эффузивоподобный игнимбрит с четко флюидальным стеклом основной массы, раскристаллизованным в тридимит и кварц, и многочисленными (до 40%) вкрапленниками средних плагиоклазов, авгита и ромбического пироксена. Довольно часто встречаются мелкие сильно сплюснутые обломки пемз.

Игнимбриты, как уже говорилось выше, лежат на крайне неровной эрозионной поверхности древнего фундамента. В одной из эрозионных впадин фундамента у северного конца оз. Долгого сохранились древние конгломераты и дресвяники, перекрытые игнимбритами. Гальки и обломки этих пород состоят из существенно плагиоклазовых базальтов и андезитобазальтов молодого облика, а также из туфов, алевролитов, аргиллитов и эффузивов мел-палеогеновых отложений. Вероятнее всего, эти конгломераты и дресвяники относятся к аллювиально-пролювиальным накоплениям древней эрозионной сети, существовавшей в период формирования щипинской свиты. В описанном обнажении у оз. Долгого игнимбриты по резко несогласной границе с крупными карманами размыва перекрыты потоком андезитобазальтов тумрокского комплекса. Мощность потока порядка 25 м. Выше лав обнажается существенно пирокластическая толща периферии андезитовых вулканов тумрокского комплекса.

Покров игнимбритов плато Оленья тундра сформировался в результате ряда последовательных извержений, разделенных, видимо, достаточно длительными временными интервалами, в течение которых происходил интенсивный размыв как самих игнимбритов, так и ранее накопившихся вулканитов в окружающих поднятиях. Это особенно хорошо видно в разрезах периферии игнимбритового покрова северо-восточнее плато Оленья тундра. Ниже приводится наиболее типичный разрез.

Непосредственно над урезом ручья, частично засыпанные свежими свалами, обнажаются конгломератобрекчии, переполненные обломками плагиоклазовых базальтов. Мощность до 10 м. Выше согласно надстраивается следующий разрез.

1. Светло-серые раскристаллизованные, часто лавоподобные дацитовые игнимбриты с большим количеством мелких вкрапленников плагиоклаза, изредка встречаются единичные зерна кварца. Основная масса — темно-серое флюидальное стекло. Довольно редкие обломки представлены измененными базальтоидами. Породы трещиноватые, выветрелые, с глыбовой, иногда неправильной столбчатой отдельностью 15–20 м.

2. Перерыв в обнаженность. На склонах распадка — высыпки черных игнимбритов с фьямме обсидиана — 10 м.

Окончание подписи к рис. 16

мочные игнимбриты, б) реоигнимбриты; 8 — слабоспекшиеся пемзовые туфы; 9 — складчатый мел-палеогеновый фундамент; 10 — зоны магнитной полярности.

1, 2, 3, 4 — разрезы, описанные снизу вверх по течению р. Сторож по направлению к плато Оленья тундра (см. карту, рис. 14); 5 — разрез плато Оленья тундра

3. Вулканотерригенная пачка. В нижней части галечно-валунные конгломераты, в верхней – линзообразное переслаивание слабо сцементированных, иногда почти рыхлых вулканомиктовых песчаников и мелкогалечных конгломератов. В песчаниках – единичная галька. Окамы представлены базальтами, реже алевролитами и игнимбритами. В пачке встречаются 2- и 4-сантиметровые прослои алевролитов с пологоволнистой и субгоризонтальной слоистостью. Между валунными конгломератами и песчаниками намечается локальный размыв и несогласие (рис. 16) – 20 м.

4. Вулканомиктовые валунные конгломераты. Валунуны и крупные гальки базальтов и андезито-базальтов – 30–40 м.

5. На конгломератах по неровному контакту залегают темно-серые до черных игнимбриты с фьямме и изометричными включениями черного обсидиана. Много обломков базальтоидов, часто окатанных. Основная масса представлена коричнево-серым, на отдельных участках слабофлюидальным стеклом – 70–80 м.

6. Вулканомиктовые валунно-галечные конгломераты с галькой и валунами базальтов, дацитов и черных игнимбритов с фьямме обсидиана. В конгломератах – 2–3-метровая линза горизонтально- и косоволнисто-слоистых туфопесчаников, переслаивающихся с туфогравелитами и мелкогалечными конгломератами – 30 м.

7. На туфоконгломератах по четкому контакту залегают серые, очень плотные, существенно плагиоклазовые базальты с редкими мелкими вкрапленниками оливина (обычно железненного). Породы имеют плитчатую, местами крупноглыбовую отдельность – 30–40 м.

8. Базальтовый поток с хорошо выраженной нижней и верхней шлаковой коркой. Базальт – оливин-пироксеновый, с большим количеством мелких вкрапленников молочно-белого плагиоклаза. Лавы как плотные, так и пористые – 4–10 м.

9. На базальтах лежат черные стекловатые игнимбриты с крупными обломками базальтов (ксеноигнимбриты). Характерны многочисленные крупные фьямме стекловатой дацитовой лавы, а также фьяммеобразных и изометричных обломков пористых плагиоклазовых эффузивов – 35–40 м.

10. Выше с неясным контактом и неясными элементами залегания обнажаются черные рыхлые псефитовые туфы. Характерны обломки пористой стекловатой плагиоклазовой лавы, такой же, как и в подстилающих игнимбритах – 20 м.

11. Далее с небольшими перерывами обнажается пачка агломератовых туфов и глыбовых брекчий (по-видимому, фация лахаров). В агломератовых туфах преобладают обломки пористых стекловатых лав. Некоторые разновидности агломератовых туфов состоят из исключительно однородных по составу округлых обломков серых плагиоклазовых андезитов с рыхлым заполнителем. Такие образования очень напоминают отложения пирокластических потоков, образующиеся при пароксизмальных извержениях андезитовых и дацитовых вулканов – 40–50 м.

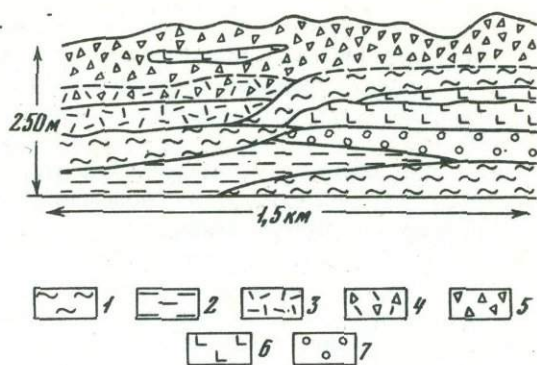
Общая видимая мощность разреза 350–360 м.

Как видно из описанного разреза, отдельные порции игнимбритов разделяются пачками вулканомиктовых конгломератов, содержащих гальки и игнимбритов и базальтов, и пород мел-палеогена (рис. 17). Это аллювиальные и аллювиально-пролювиальные фации (возможно, отложения “сухих” рек), накопившиеся в периоды ослабления вулканической деятельности и интенсивного размыва. Переслаивание игнимбритов с оливинсодержащими базальтами, сходными с таковыми из верхов эффузивной пачки шапинской свиты, указывает на существование субодновременных игнимбритовым извержениям базальтовых вулканов, морфологию которых, к сожалению, восстановить не удастся.

Как нижнеплиоценовая шапинская свита, так и перекрывающий ее тумрокский вулканогенный комплекс и все последующие четвертичные образования входят в один крупный структурный этаж – послескладчатый. Шапинская свита отделена от вышележащих толщ незначительным по времени тектоническим эпизодом и перерывом в развитии вулканизма [Гладенков, Шандер, 1978] и на основании этого выделяется в самостоятельный нижний структурный

Рис. 17. Зарисовка разреза левого борта ручья, впадающего в р. Сторож ниже плато Оленья тундра. Фациальные взаимоотношения игнимбритов, базальтов, кислых и основных туфов

1 - игнимбриты; 2 - туфоалевролиты, туфопесчаники; 3 - псаммитовые дацитовые туфы; 4 - агломератовые, иногда слабо-спекшиеся дацитовые туфы; 5 - базальтовые агломератовые туфы; 6 - базальты; 7 - туфоконгломераты и туфогравелиты



ярус. Тумрокский комплекс и отложения квартера (вплоть до современных) объединяются в верхний структурный ярус. Как видно из приведенного фактического материала, нижнему структурному ярусу соответствует крупный законченный цикл развития вулканизма, вулканотерригенной и вулканогенно-осадочной седиментации. Анализ геологических разрезов по району хребтов Тумрок, Гамчен и прилегающих территорий позволяет сделать предположение, что в начале нижнего плиоцена, после регрессии мелкого моря, произошли локальные опускания и поднятия, приведшие к возникновению замкнутых и полузамкнутых котловин и межгорных депрессий с весьма неравномерным, часто пульсационным режимом тектонического развития. Примером тому служит разрез молассы шапинской свиты, указывающий на формирование ее в депрессии типа межгорной впадины с весьма неравномерным прогибанием. По-видимому, такого же типа котловины существовали и на территории современной Центральной Камчатской депрессии, по крайней мере севернее широты Никольского хребта. Косвенно на это указывают многочисленные ксенолиты песчаников и алевролитов с флорой и фауной, присущей шапинской свите, в продуктах последнего извержения Толбачинских вулканов [Шанцер, 1978а]. Одновременно с мощным осадконакоплением в межгорной впадине на окружающих поднятиях начал проявляться андезитово-базальтовый и базальтовый, существенно эксплозивный, вулканизм. Процесс накопления осадков становился более интенсивным как за счет добавочного поступления ювенильного материала, так и за счет размыва вулканов, поставлявших этот материал. Это нашло отражение в увеличении вулканогенной и вулканомиктовой составляющих в верхней части разреза молассы.

Вслед за этим произошла мощная вспышка эффузивного вулканизма (эффузивная пачка шапинской свиты) с излиянием больших объемов преимущественно субщелочных мегаплагиофировых базальтов. Протяженные дайки, многоярусные силы, горизонтально залегающие покровы говорят о преимущественно многоканальном ареальном типе вулканизма с образованием мощных лавовых покровов и о сравнительно незначительной роли базальтовой пирокластике. Таким образом, среднюю часть разреза шапинской свиты можно выделить в единую базальтовую формацию. Во время накопления лав для района было характерно отсутствие активных тектонических движений, развитие речных долин привело к исчезновению замкнутых межгорных впадин, служивших седиментационными ловушками. Наступает период преимущественного выноса обломочного материала реками в окружающие морские бассейны. Вулканотерригенные континентальные фации накапливаются в это время лишь локально в виде маломощных аллювиальных пачек среди вулканитов и вулканогенно-пролювиальных отложений по периферии крупных вулканов. Редко встречаются аномально раздутые по мощности линзы вулканотерригенных и вулканогенно-осадочных пород пестрого фациального состава, залегающие среди вулканитов. Их появление обусловлено, вероятнее всего, вулканическими и локальными тектоническими преградами (лавовые перемычки, тектонические "подруды" и др.) в долинах рек.

Вслед за этапом эффузивного базальтового вулканизма происходит вспышка кислого вулканизма с образованием больших объемов дацитовых игнимбригов. Одновременно с вулканами кислого состава продолжают развиваться и отдельные центры основного вулканизма, дающие известково-щелочные оливинсодержащие базальты более основного состава, чем предыдущие эффузивные излияния. Таким образом, формируется контрастная базальт-дацитовая серия, схема развития которой следующая: большие объемы субщелочных базальтов (иногда по составу соответствующих андезито-базальтам) – массовые выбросы дацитовых игнимбригов с одновременным излиянием небольших по объему более основных оливинсодержащих базальтов известково-щелочного состава. Для периода образования игнимбригов, как и для предыдущего этапа формирования эффузивов, в данном районе в виду роста аккумулятивных вулканических возвышенностей характерен преимущественный вынос обломочного материала в близлежащие морские бассейны. В достаточно больших объемах в континентальных условиях в это время происходит осадконакопление в озерах, размещающихся обычно в крупных кальдерах.

Параллельно с эволюцией вулканизма и осадконакопления идет трансформация вулканотектонических структур, генетически связанных с типом развивающегося вулканизма. Образование базальтовой формации происходит в перекомпенсированном вулканистами прогибе северо-западно-широтного простирания (на месте современных хр. Тумрок, частично Камчатской депрессии и северной оконечности хр. Гамчен) и, видимо, параллельно развитию коротких вулканотектонических грабенов в пределах прогиба, генетически связанных с ареальным вулканизмом. Такие грабенообразные структуры (рифтовые вулканические зоны) с некоторой долей условности восстанавливаются по системам трещин, дайковым полям и аномальным увеличениям мощностей эффузивов при детальном изучении разрезов шапинской свиты на территории хр. Тумрок. Структуры такого типа прекрасно дешифрируются на площадях развития голоценовых и верхнеплейстоценовых ареальных базальтов. В дальнейшем при общем воздымании района и образовании вулканических аккумулятивных возвышенностей в какой-то степени единая линейная вулканоструктура преобразуется в ряд изометричных кольцевых структур. В данном случае это кольцевые вулканотектонические депрессии и крупные кальдеры, связанные с массовыми выбросами игнимбригов, на периферии которых продолжают развиваться отдельные базальтовые вулканы.

Большие объемы игнимбригов, ассоциирующих с намного меньшими по объему базальтовыми лавами, широкое площадное распространение игнимбригов позволяют выделить самостоятельную базальт-игнимбриговую формацию. Таким образом, контрастная серия хр. Тумрок состоит из двух вулканических формаций – базальтовой и базальт-игнимбриговой.

Шапинский вулканический цикл замыкается образованием игнимбригов. Последующий рост поднятия в данном районе характеризуется прекращением вулканизма и значительными блоковыми подвижками, приведшими к локальным дислокациям в шапинской свите, в основном вблизи крупных разрывных нарушений северо-восточного простирания (см. рис. 13). В это время происходит внедрение небольших гипабиссальных интрузивных тел состава габбро-норитов [Вольнец, Шилин, 1965]. Объединяя тектонические и магматические события этого времени, можно выделить единую шапинскую тектоно-магматическую фазу внутри общего плиоцен-четвертичного тектоно-магматического цикла.

Периоду перерыва в развитии вулканизма и размыва кровли шапинской свиты достоверно коррелятивных терригенных осадков не обнаружено. Видимо, в это время продолжался активный снос в моря и частично в Центральную Камчатскую депрессию, глубокие разрезы которой, к сожалению, недоступны наблюдению. Возможно, этой эпохе размыва коррелятна часть толщи терригенной прибрежно-морской ольховской свиты Усть-Камчатского района [Петров, Хорева, 1968].

Вслед за перерывом в вулканизме, охватывающим, видимо, эпоху Гаусса и часть эпохи Матуяма, последовал андезитовый цикл развития вулканизма, которому соответствует тумрокский вулканогенный комплекс. Это куст разрушен-

ных андезитовых стратовулканов, имеющий в плане более или менее изометричную форму и представляющий достаточно сильно расчлененное аккумулятивное вулканическое нагорье; "разбитое" более поздними плейстоценовыми разломами северо-восточного простирания. Вулканическая деятельность тумрокского времени связывается в какой-то степени с возобновлением в верхнем плиоцене движений по диагональным разломам северо-западного простирания в Кроноцко-Тигильской поперечной зоне (см. рис. 5). Андезитовые вулканы развивались как на уже сформировавшемся, но частично разрушенном аккумулятивном вулканическом массиве шапинского времени, так и на более древних мел-палеогеновых образованиях. Верхние части вулканов уничтожены денудацией, а речными долинами их руины разрезаны до фундамента и тем самым представляют прекрасные объекты для изучения такого рода образований (рис. 18; табл. III; 1, 2, 3 прилож.). Здесь можно увидеть и центральные части вулканов, и периферические, сложенные вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами. Тумрокский вулканогенный комплекс представляет собой верхнеплиоценовую андезитовую формацию стратовулканов.

Вулканогенные образования тумрокского комплекса несогласно перекрывают мел-палеогеновые толщи и отложения шапинской свиты. Большинство вулканов тумрокского комплекса расположено в приосевой зоне хр. Тумрок, часть эруптивных центров находится на западном склоне хребта, в бассейне рек Бурковых; отдельные вулканы этого комплекса отмечены в северной части хр. Гамчен. Центры извержений обычно фиксируются по периклинальным падениям, изменению фаций и мощностей, радиально расходящимся и кольцевым дайкам. Непосредственно жерловыми фациями повсеместно являются экструзивные купола, внедрившиеся по магмоподводящим каналам. Самый крупный эруптивный центр, представляющий собой реликты стратовулкана, выявлен в верховьях р. Широкой (см. рис. 18). Предполагаемый центр эрупции заполнен рядом экструзивных куполов, самый крупный из которых имеет площадь порядка 5 км². Экструзии представлены плагиоклаз-роговообманковыми андезитами, обычно хорошо раскристаллизованными, в краевых частях стекловатыми. Роговая обманка темно-зеленого цвета, с четкими опалитовыми каймами и с прямым погасанием, по типу близкая к базальтической. Наряду с роговой обманкой присутствует значительное количество крупных кристаллов моноклинного пироксена авгитового ряда. Разрез вулкана вблизи центра эрупции в верховьях основного истока р. Широкой имеет следующие особенности.

1. Для вскрытой нижней и средней частей разреза характерны плагиоклаз-пироксен-роговообманковые андезиты и андезито-базальты. Роговая обманка окисленная, в отдельных потоках базальтическая, пироксен моноклинный, авгитового ряда, крайне редко ромбический. Отдельные лавовые потоки переполнены крупными изометричными и слабоудлиненными (до 2 см по длинной оси) кристаллами авгита. У выветрелых выходов часто встречаются высыпки, почти полностью состоящие из кристаллов моноклинного пироксена с незначительной примесью кристаллов роговых обманок.

2. Примерно 50% в разрезе приходится на долю агломератовых и псефитовых литокристаллокластических туфов, состоящих из обломков андезитов, реже стекловатых дацитов. Характерно большое количество обломков кристаллов моноклинного пироксена, реже роговых обманок. При выветривании туфов, так же как и лав, часто образуются элювиально-делювиальные скопления кристаллов пироксенов и амфиболов.

3. Для верхней части разреза характерны андезито-дацитовые светло-желтые псефо-псаммитовые литокристаллокластические туфы.

4. Толща прорвана многочисленными дайками роговообманковых андезитов, обычно радиально расходящимися от экструзивных центров.

На запад (вниз по течению рек Таводок, Ближняя, Левая Шапина), на восток (по р. Широкой) и на юг (к верховьям ручья Ковалева) в разрезе начинают резко преобладать пирокластическая и вулканогенно-осадочные фации. Особенно хорошо это прослеживается по р. Таводок. В прекрасно обнаженных бортах долины отчетливо видно, как с удалением от околожерловой зоны существенно лавовая толща постепенно замещается вулканокластическими и вул-

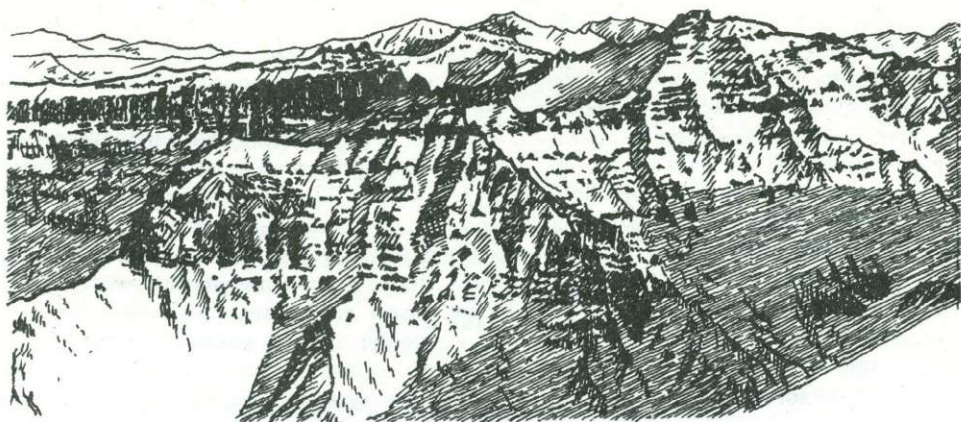


Рис. 18. Руины стратовулкана тумрокского комплекса в верховьях р. Таводок (рисунок по фотографии выполнен А.И. Челебаевой). Хорошо видны периклинальные залегания лавовых потоков вокруг эруптивного центра

каногенно-осадочными породами. Здесь разрез представлен чередующимися грубообломочными отложениями ряда генетических типов, среди которых наблюдаются следующие.

1. Туфы от пепловых до глубоких агломератовых (тефра, накопившаяся в результате эксплозивных выбросов и извержений пирокластических потоков). Нередко грубообломочные разности туфов представлены преимущественно вулканическими бомбами.
2. Конгломерато-брекчии и валунные туфоконгломераты, отложенные лахарами.
3. Туфоконгломераты от средне- до крупногалечных и валуносодержащих, чередующиеся с туфопесчаниками от среднезернистых до гравелистых. Отложены "сухими" реками, дренирующими склоны вулканов.
4. Конгломерато-брекчии и туфобрекчии, по структурно-текстурным свойствам сходные с ледниковыми отложениями подножий современных вулканов, служащих центрами позднеплейстоценового оледенения.
5. Валунные туфоконгломераты, по структурно-текстурным свойствам сходные с флювиогляциальными отложениями.

Состав кластических отложений в основном андезитовый, нередко встречаются линзы чисто кристаллокластических туфов, состоящих из обломков кристаллов плагиоклазов и моноклинных пироксенов.

В целом для толщ, сложенных этими накоплениями, характерна чрезвычайно грубая слоистость, обусловленная чередованием линзаобразных прослоев отложений разных генетических типов (табл. IV; 1, 2, 3, 4. прилож.). Мощность толщ к периферии вулканов уменьшается до 300-350 м, в то время как только видимая мощность вблизи центра эрупции достигает 1000-1200 м. Таким образом, вулканический центр четко вырисовывается как по изменению фаций, так и по изменению мощностей.

Если северо-западные склоны древних вулканических построек реконструируются довольно четко, так как здесь накопление вулкаников связано с извержениями из отдельных крупных вулканических центров, и тем самым наблюдается закономерная смена фаций от чисто вулканических вблизи жерл к вулкано-осадочным в периферии вулканических построек, то юго-восточные и восточные склоны имеют строение намного более сложное. Это объясняется большим количеством мелких паразитических центров, приуроченных именно к восточным склонам описываемых вулканов, давших много коротких лавовых потоков и существенное количество пирокластиков. Вулканические конусы, соответствующие таким центрам, не сохранились, лишь иногда фиксируются подводящие каналы в виде даек и изометричных в плане штокообразных тел, связанных непосредственно с лавовыми потоками. Разрезы восточных склонов



вулканов также часто вскрыты от подошвы до кровли глубокими речными долинами (долины ручьев Молчанова и Глубокого, р. Широкой и пр.). В крутых обрывистых бортах долин на значительное расстояние по простиранию можно наблюдать сложные фациальные переходы и взаимоотношения лав, пирокластики и вулканогенно-осадочных образований. В результате денудационной нивелировки и перекрытия более молодыми образованиями слившиеся периклинали стратовулканов образуют вулканогенные толщи с чрезвычайно пестрым фациальным составом. Подобные вулканогенные толщи и пачки типичны для многих олигоценых и миоценовых разрезов полуострова.

Остановимся несколько подробнее на экструзивной и интрузивной деятельности тумрокского времени. Экструзии тумрокского комплекса пространственно приурочены преимущественно к осевой части хр. Тумрок. Тяготеют они обычно к околожерловым зонам крупных эруптивных центров. Отметим ряд их особенностей.

1. Повсеместно экструзии представлены роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми андезитами. Причем для них характерно присутствие базальтической разности роговой обманки или переходной разности от базальтической к обыкновенной.

2. Наблюдается полная аналогия химических и минералогических составов экструзий и потоков андезитов разрезов вблизи центров извержений, что может говорить об их комагматичности и формировании в близких возрастных интервалах.

3. Повсеместно экструзии сильно эродированы, апикальные части их не сохраняются. В силу этих обстоятельств глубоко вскрытые экструзии часто напоминают по форме тел и структурным особенностям (хорошо раскристаллизованные долеритовые структуры) приповерхностные субвулканические интрузии, причем нередко хорошо видны вертикальные или крутопадающие рвущие контакты. Особенно четкие рвущие контакты отмечены в крупном (площадь порядка 10 км^2) экструзивном штоке на водоразделе р. Широкой и ручья Глубокого. Здесь в зоне контакта наблюдается крутой загиб слоев вмещающей толщи тумрокского комплекса. В эндоконтактах экструзивные породы лишь меняют структурный облик, экзоконтактные изменения практически не выражены, наблюдается только сильная лимонитизация вмещающих толщ.

Дайковые серии представлены роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми андезитами. По различной ориентировке по отношению к центрам эрупции можно выделить два типа даек — радиальные и кольцевые. Состав тех и других одинаковый, близки они также, видимо, и по времени внедрения, так как прорывают верхние горизонты тумрокского комплекса и экструзивные тела. Непосредственных соотношений между ними не наблюдалось. Внедрение даек роговообманковых андезитов завершает последнюю стадию магматизма тумрокского комплекса. Отметим, что наряду с многочисленными секущими дайками встречаются мощные (до 20 м) силлы роговообманковых андезитов.

С экстрезивным магматизмом связана интенсивная гидротермальная деятельность, в результате которой образовались обширные поля измененных пород. Особенно сильным гидротермальным изменениям подвержены туфы. Изменения выражены в лимонитизации, каолинизации пород и образовании кварц-алунитовых вторичных кварцитов. Обычно наблюдается грубая зональность: во внешних частях зоны — лимонитизированные породы, в средней части — интенсивная каолинизация и во внутренних частях зоны, обнажающихся только в глубоких эрозионных врезам, — вторичные кварциты.

Резюмируя изложенный материал по данной формации, отметим следующее.

1. Характерен андезитовый и андезито-базальтовый вулканизм с высоким индексом эксплозивности.

2. Накопление вулканитов связано с развитием крупных стратовулканов, центры которых четко фиксируются при анализе фаций и мощностей.

3. Характерна обусловленная обилием вулканокластического материала огромная роль в строении периферических частей эруптивных аппаратов грубо-обломочных накоплений, представленных главным образом вулканогенно-пролювиальными отложениями лахаров и "сухих" рек.

4. Широко проявлен экстрезивный магматизм, завершающий вулканический цикл, причем экстрезии внедрялись обычно в центральных частях вулканов.

5. Характерны многочисленные дайки, часто радиально расходящиеся от экстрезивных куполов и рвущие их, а также силлы роговообманковых андезитов. Дайки рвут тумрокский комплекс и перекрываются иульским.

В послетумрокское время идет практически непрерывное развитие вулканизма в течение всего квартера. Вулканизм концентрируется в окончательно сформировавшемся к этому времени Восточно-Камчатском вулканическом прогибе, и лишь отдельные нижнететвертичные существенно лавовые стратовулканы иульского комплекса развиваются в хр. Тумрок, в какой-то степени наследуя верхнеплиоценовые эруптивные центры.

Генетические типы вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений базальтовой, базальт-игнимбритовой и андезитовой формаций и некоторые вопросы методики реконструкции древних вулканов

Изложенный материал свидетельствует о том, что для выделения формаций в вулканических районах, для анализа их становления, равно как и при реконструкциях древних вулканических сооружений, первостепенное значение приобретает исследование генетических типов вулканитов и вулканогенно-осадочных отложений. Диагностика отдельных генетических типов, выявление их характерных парагенетических сочетаний необходимы для выяснения фациальной изменчивости континентальных отложений. Это в свою очередь крайне важно для установления закономерностей образования формационных рядов.

Хребет Тумрок — район, очень благоприятный для исследований такого рода. Во-первых, вулканогенные и парагенетически связанные с ними вулканогенно-осадочные образования представлены здесь с исключительной полнотой. Во-вторых, этот участок системы Восточного хребта Камчатки отличается значительной глубиной эрозионного вреза (до 1000 м) и прекрасной обнаженностью. Поэтому в заключение раздела данной работы, посвященного хр. Тумрок, мы приведем краткую характеристику наиболее распространенных генетических типов вулканитов и вулканогенно-осадочных пород в выделенных выше вулканогенных формациях.

Продукты эффузивной деятельности

Покровы лав занимают обычно значительные площади. В разрезах они имеют вид пластов большой протяженности (первые километры) при мощности до 30–40 м и повсеместно представлены базальтами. Характерны для базальтовой и базальт-игнимбритовой формаций шапинской свиты.

Короткие лавовые потоки мощностью до 50 м, длиной до 200–300 м, сравнительно небольшие по объему и площади распространения. В разрезах имеют вид крупных и мелких линз, быстро выклинивающихся по простиранию. Нередко характерно глыбовое строение потоков; в верхней, а иногда и в нижней части потока наблюдаются мощные шлаковые корки. По составу соответствуют андезитам и андезито-дацитам, реже андезито-базальтам. Наиболее часто встречаются вблизи околосерловых зон. Присущи в основном тумрокскому комплексу.

Продукты эксплозивной деятельности¹

Наблюдаются в различной степени спекшиеся и неспекшиеся породы. Первые, по-видимому, относятся к отложениям "раскаленных гуч" [Смит, 1963; Росс, Смит, 1963; Мартин, 1963; и др.], вторые – к продуктам пирокластических потоков и раскаленных лаин, сопровождающих выжимание экструзивных куполов, а также извержения типа вулкана Безымянного [Горшков, Богоявленская, 1965]. И наконец, к наиболее распространенному генетическому типу неспекшихся вулканокластов относятся туфы, образованные скоплениями тефры, выброшенной в процессе эксплозий при развитии щитообразных вулканов и стратовулканов.

Спекшиеся породы – игнимбриты. Характерно их распространение на обширных пространствах с облекарением рельефа и заполнением эрозийных западин. В разрезах встречаются в виде значительных по протяженности (до нескольких десятков километров) пластов с крайне изменчивой мощностью (10–150 м). Отмечается тип захоронения в виде линз, приуроченных к отрицательным формам доигнимбритового рельефа. В таких западинах игнимбриты лучше сохраняются от последующего размыва.

Наиболее распространены следующие типы игнимбритов:

а) плотные лавоподобные породы серого и розового цвета с мельчайшими фьямме серого стекла (фьямме видны лишь на отполированных водными потоками и выветрелых поверхностях) и мелкими сплюснутыми обломками пемзovidных пород;

б) менее плотные, с хорошо различной обломочной структурой породы темно-серого, почти черного цвета; характерны крупные, ориентированные в одном направлении фьямме черного обсидиана и многочисленные обломки пемз, андезито-дацитов и базальтов;

в) еще менее плотные, слабоспекшиеся разности обычно светло-серого и желтого цвета; характерно большое количество обломков пемз и иногда фьяммеподобных неориентированных обломков черных обсидианов.

Довольно часто в разрезах наблюдаются взаимные переходы между указанными типами игнимбритов (проявление зональности по степени спекания). Состав пород соответствует дацитам и андезито-дацитам. Валовый состав игнимбритов, обогащенных обломками базальтов, обычно андезитовый. Игнимбриты приурочены исключительно к концу шапинского вулканического цикла.

Неспекшиеся туфы – фации пирокластических потоков. Встречаются как вблизи центров извержений, так и на значительном удалении от них; приурочены, как правило, к эрозийным западинам склонов и подножий вулканов. В разрезах обычно прослеживаются в виде линз протяженностью до первых десятков метров, мощностью 3–5 м, агломератовых туфов от крупно- до мелко-обломочных, без каких-либо следов сортировки материала. Цвет серый, чаще желто-серый, характерен исключительно однородный состав обломков по химиз-

¹

Приводя описание ряда генетических типов грубообломочных отложений вулканических построек, мы не останавливаемся на их диагностических признаках, так как эти вопросы освещены в специальных работах [Малеев, 1963, 1975; Богвикина, 1974]. В атласе "Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов" [Краевая, 1977] критерии их диагностики выделяются, в частности, и на примере пемзеновых толщ хр. Тумрок.

му и минералогии; в данном районе — это пироксеновые и роговообманковые андезиты, обычно пористые. Преобладают обломки округлой формы. На отдельных участках без какой-либо видимой закономерной приуроченности наблюдается сильная лимонитизация и обожренность пород, что возможно, вызвано вторичной фумарольной деятельностью, синхронной образованию туфа пирокластического потока. Описанные образования очень схожи с агломератовыми туфами современных пирокластических потоков вулканов Шивелуч и Безымянного (также исключительно однородный материал, округлость обломков, вторичная фумарольная деятельность на потоках и пр.). Встречаются в вулканогенных толщах как шапинской свиты, так и тумроковского вулканогенного комплекса (табл. V; 6 прилож.).

Неспекшиеся туфы — скопления тефры, выброшенной из кратеров эруптивных аппаратов. Состоят из угловатых, иногда со следами воздушной и водной транспортировки обломков эффузивных пород, минералов и вулканического стекла. Цвет темно-серый, серый, желто-серый. В разрезах залегают в виде линзобразных слоев протяженностью от нескольких десятков до первых сотен метров, мощностью от 1,5–2 до 20–25 м, иногда встречаются пачки мощностью до 100–150 м. Распространены во всех описанных формациях. Для разрезов тумроковского комплекса характерны также агломератовые туфы, состоящие целиком из несортированных вулканических бомб веретенообразной, а кроме того, овальной и сферoidalной форм с мелкобугристой поверхностью, напоминающей цветную капусту (табл. V, 5).

Вулканотерригенные и вулканогенно-осадочные образования

Горный аллювий залегают в виде линз в периферических частях периклиналей тумроковских стратовулканов, а также в толщах вулканогенных формаций шапинской свиты. Протяженность линз составляет десятки метров, мощность — первые метры. Представлен вулканомиктовыми серыми, желтовато-серыми конгломератами, преимущественно крупногалечными и галечно-валунными. Фрагменты более 2 см составляют в среднем до 10–20% общей массы отложений. Галька в основном полуугловатая, полуокатанная, реже встречается окатанная. Характерна субпараллельная линзовидная слоистость, обусловленная чередованием конгломератов разного гранулометрического состава, а иногда присутствием в конгломератах линзочек косослоистых вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Состав обломков весьма пестрый.

Вулканогенно-пролювиальные отложения¹ представлены двумя генетическими типами — наносами "сухих" рек и лахаров².

Отложения "сухих" рек аккумулируются на участках долин, врезанных в нижние части склонов вулканов и в их шлейфы; на равнинах, образованных в основном за счет слияния субаэральных дельт "сухих" рек и конусов выноса наиболее мощных лахаров. Представлены желтовато-серыми среднезернистыми, разнозернистыми, гравелистыми туфопесчаниками и туфогравелитами, которые слагают небольшие линзовидные пакеты длиной от 2–5 м до первых десятков метров, мощностью от 0,2 м для наиболее мелкообломочных разновидностей до 0,5 м для гравийных. С этими отложениями чередуются туфоконгломераты, главным образом средне- и крупногалечные, нередко валуноносодержащие. Среди фрагментов более 2 см в поперечнике, как правило, преобладают полуугловатые и полуокатанные, реже окатанные. Содержание их колеблется от первых единиц до 40–50%. Чаще же составляет около 10–30% общей массы породы.

¹Обоснование для выделения этих накоплений приведено в специальной работе, посвященной парагенезису генетических типов грубообломочных отложений стратовулканов и их подножий [Краевая, Мелекесцев, 1969].

²Специфика деятельности "сухих" рек, лахаров и отличительные свойства их отложений были рассмотрены нами ранее [Краевая, 1964; Краевая, 1974; Краевая, Кременецкая, 1978].

В составе окатышей резко преобладают андезиты, андезито-базальты. В туфопесчаниках характерно присутствие многочисленных прослоев мощностью первые сантиметры светлоокрашенных вулканических пеплов, выпадавших синхронно седиментации, как правило, сильно ожелезненных. Туфоконгломераты образуют линзовидные пакеты длиной от первых метров до первых десятков метров, мощностью от 0,5-2 м для галечных до 4-5 м для валуноносодержащих. Внутри пакетов как туфопесчаников, так и туфоконгломератов наиболее характерна субпараллельная линзовидная слоистость; реже встречается косая односторонняя, косоволнистая (см. табл. II, 3, 4). Мощность слоев внутри пакетов в зависимости от гранулометрического состава осадка колеблется от долей сантиметра до 10-20 см, протяженность - от первых десятков сантиметров до первых метров. Мощность линз отложений "сухих" рек, заключенных между вулканитами, как правило, составляет от 1-2 до нескольких метров в периферических частях вулканических построек и до многих десятков метров в зоне подножий. Протяженность соответственно колеблется от первых десятков до первых сотен метров. Очень характерны для всех вулканогенных формаций хр. Тумрок.

Отложения лахаров представлены конгломерато-брекчиями и валунными туфоконгломератами. В разрезах вулканогенных формаций хр. Тумрок, как правило, лахары встречаются в ассоциации с отложениями "сухих" рек, с которыми переслаиваются, образуя весьма мощные скопления на периферии эруптивных аппаратов и в зоне их подножий (табл. VI). Например, на периферии андезитовых стратовулканов тумрокского комплекса общая мощность вулканогенно-пролювиальных наносов достигает 150-200 м. Мощность одиночных лахаровых линз колеблется от 1,5 до 20 м, длина - до первых десятков метров. Внутри этих линз характерно полное отсутствие слоистости (табл. VI, VII). Единственный из признаков крайне грубой сортировки - это концентрация наиболее крупных фрагментов в кровле лахаровых прослоев (см. табл. II, 1; табл. VII, 3). Фрагменты угловатые, полуугловатые, реже полукатанные; наиболее часты случаи, когда преобладают угловатые и полуугловатые. Содержание обломков более 2 см колеблется от 5-8 до 10-15%, из них на долю валунов приходится около 2-3%. Заполнитель желтовато-серого цвета, представлен дресвянисто-песчаными фракциями. Состав обломков: базальты, андезито-базальты, андезиты.

Мореноподобные темно-серые конгломерато-брекчии и туфобрекчии встречаются обычно в грубообломочных разрезах периферических частей стратовулканов как в вулканогенных формациях шапинской свиты, так и в андезитовой формации тумрокского комплекса. Изредка содержат небольшие деформированные линзочки мелкообломочного тифрогенного материала длиной первые метры, мощностью 0,3-1,5 м; в них наблюдается нечеткая субпараллельная слоистость, образованная за счет чередования прослоев дресвянистых туфопесчаников мощностью до 0,1 м и туфоалевролитов мощностью 1-2 см. Накапливались такие отложения, возможно, в небольших озерках, которые часто можно встретить на поверхности горно-долинных ледников, покрытых слоем абляционной морены. Предполагаемая морена залегает в виде линз протяженностью первые десятки метров, мощностью 2-5 м. Среди обломков более 2 см преобладают угловатые и полуугловатые, полукатанные и окатанные, обломки размером до 1 м редки. Характерно полное отсутствие сортировки материала, а также гораздо более низкое содержание в сравнении с отложениями лахаров (доли процента) полукатанных и окатанных фрагментов. Заполнитель серого цвета, представлен дресвянисто-песчаными фракциями. Иногда прослеживается переход мореноподобных брекчий по простираанию в валуноносодержащие флювиальные отложения, сходные с флювиогляциальными (табл. VIII; 1, 2, 3 прилож.).

Водно-ледниковые темно-серые валунные туфоконгломераты залегают в виде линз мощностью до 2-3 м, протяженностью первые десятки метров. Весьма распространены в грубообломочных толщах периферических частей вулканических построек андезитовой формации тумрокского комплекса; встречаются также в вулканогенных формациях шапинской свиты. Наиболее характерная отличительная особенность - высокое содержание фрагментов бо-

лее 2 см (до 80%); среди них резко преобладают полуугловатые и полуокатанные. Иногда наблюдается субпараллельная грубая слоистость, обусловленная либо чередованием туфоконгломератов разного гранулометрического состава, либо присутствием в туфоконгломератах редких липз гравелистых туфопесчаников (табл. IX; 1, 2, 3' прилож.).

Среди перечисленных выше отложений разных генетических типов не были рассмотрены грубообломочные образования склонового ряда, представленные главным образом туфобрекчиями. Эти накопления имеют много общего и с туфами взрывных выбросов, лахаровыми конгломерато-брекчиями, и с моренами горных ледников, в связи с чем при идентификации отложений указанных генетических типов возможны затруднения и ошибки. Однако следует подчеркнуть, что в целом отложения охарактеризованных генетических типов, особенно при хорошей обнаженности, диагностируются достаточно уверенно [Краевая, 1977].

Таким образом, реконструкция древних вулканических построек — основная задача изучения вулканогенных толщ — предполагает использование следующих методов.

1. Фациальный анализ толщ с выделением конкретных генетических типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований.
2. Анализ мощностей.
3. Выявление центров эрупции, которые, к сожалению, редко доступны наблюдению в древних толщах.
4. Изучение интрузивных проявлений, взаимосвязанных с вулканизмом.

РАЙОН АВАЧИНСКИХ ОЗЕР И ВЕРХОВЬЕВ р. КАВЫЧИ

Район захватывает южную оконечность Валагинского хребта, в этой части представляющего собой тектоно-аккумулятивную возвышенность (аккумулятивная часть хребта сформировалась в период развития плиоцен-раннечетвертичного вулканизма), часть Ганальского хребта, входящего в общую систему горстов Восточного хребта, северную часть Авачинского хребта, также горстообразного, верховья р. Средней Авачи (молодой грабен), а также вершины рек Кавычи, Лево́й Авачи и Гаванки (рис. 19).

На изученной площади распространена мощная толща вулканитов, которую мы относим к нижнему плиоцену. Ранее, по данным среднемасштабной геологической съемки, она датировалась миоценом и отождествлялась с паратунской свитой юга Камчатки. Передатировка свиты произведена по следующим соображениям: 1) формационное сходство с шапинскими вулканитами хр. Тумрок (базальтовые и игнимбритовые формации, наличие мощных пачек характерных субщелочных мегаплагифирических лав); 2) находка нижнеплиоценовой флоры в вулканогенно-осадочных фациях аналогичных формаций несколько южнее данного района, в области горста Ганальского хребта, в ручье Бенекинг [Печерский и др., 1965]; 3) абсолютный возраст интрузий гранитоидов, комагматичных дацитам и игнимбритам вулканического комплекса этого района, — 4 млн. лет [Масуренков, Комкова, 1978].

Ископаемая флора с руч. Бенекинг, под данным А.И. Челебаевой (устное сообщение), несколько отлична от флоры шапинской свиты, в связи с чем еще нельзя быть до конца уверенным в полном соответствии возрастного объема этих отложений и шапинской свиты. Пока целесообразно выделить эти отложения в самостоятельную свиту — кавычинскую. Стратотипом кавычинской свиты мы принимаем наиболее типичный разрез вулканитов в верховьях р. Кавычи¹.

¹В более южных районах Ганальского хребта Д.А. Бабушкин при геологической съемке выделил аналогичные базальтовые и игнимбритовые формации под названием шапинской свиты, параллелизовав их с таковыми в хр. Тумрок. Исходя из вышеизложенного, мы считаем такие сопоставления пока преждевременными.

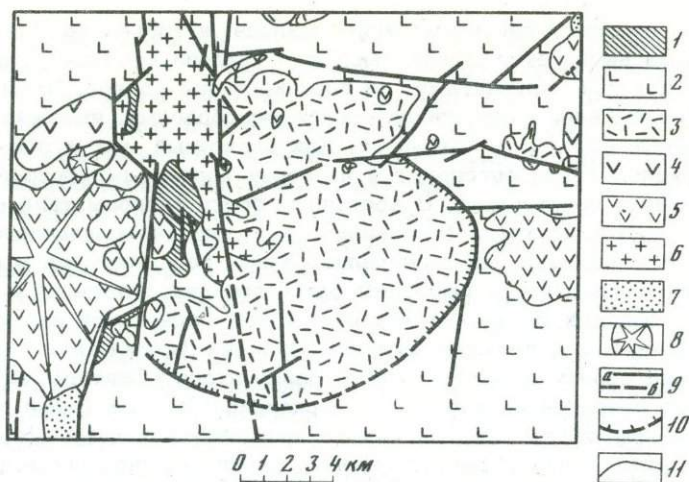


Рис. 19. Схема геологического строения верховьев рек Средней Авачи и Кавычи (Верхнеавачинская купольно-кольцевая структура)

1 - верхнемеловая хозгонская серия; 2 - доля распространения базальтовой формации кавычинской свиты; 3 - поля распространения игнимбрито-дацитовый формации кавычинской свиты; 4 - раннечетвертичные базальты; 5 - верхнеплейстоцен-голоценовые вулканиты; 6 - габбродиорит-гранодиоритовая интрузия; 7 - рыхлые четвертичные отложения; 8 - вулканы: Бакенинг и Малый Бакенинг; 9 - разломы: а) установленные, б) проведенные условно; 10 - ограничения кольцевой депрессии; 11 - геологические границы

Изученный район расположен в пределах Шипунско-Кирганикской поперечной зоны. Эта часть зоны представляет собой сложнопостроенное поднятие, по-видимому существующее и развивающееся еще с палеоцена [Шанцер, 1974]. Поднятие простирается от устья р. Налычевой на юго-востоке до верховьев р. Средней Авачи на северо-западе. В новейшее время поднятие сильно видоизменено за счет образования структур меридионального и северо-западного простираний (Ганальский горст, Авачинское сводовое поднятие, грабен р. Средней Авачи, горст Авачинского хребта и пр.).

Исследованная территория находится на стыке двух крупных новейших структур - северной части горста Ганальского хребта и Авачинского сводового поднятия (см. рис. 4, 6). Обе эти структуры окончательно сформировались в четвертичное время. Они осложнены структурами более низкого порядка - грабенами и горстами. Сочленение крупных структур, начало формирования которых следует относить по крайней мере к плиоцену, обусловило сложность разрывной тектоники отдельных участков района. Нижнеплиоценовые и все вышележащие образования, как и в других районах, объединяются в один структурный этаж, в котором пликативные дислокации практически не проявились. В структурном этаже отложения кавычинской свиты выделяются в отдельный структурный ярус, по отношению к которому мел-палеогеновые толщи образуют складчатый фундамент. Для новейшего тектонического этапа, соответствующего верхнему структурному этажу, характерно развитие трех систем разрывных нарушений - меридиональной, широтной и северо-восточной. Развитие наиболее крупных структур связано с движениями по меридиональным разломам. Это грабен верхнего течения р. Средней Авачи и горстобразное поднятие в районе горы Скалистой. Грабен р. Средней Авачи образовался вдоль осевой части Авачинского сводового поднятия.

В изученный район входит восточный борт грабена и соответственно восточный склон сводового поднятия. Склон сводового поднятия фиксируется по пологому изгибу пород нижнеплиоценового вулканического комплекса и залегающих выше нижнечетвертичных лав в бассейне рек Гаванки и Дзэндзура. Свод очень пологий ($5-8^{\circ}$), в вулканических сооружениях многие пото-

ки и пачки сохраняют первичные углы наклона, и только при охвате более широкого района выявляется общая тенденция наклона местности, поверхность которой бронируется вулканитами, на восток-северо-восток. По меридиональной долине р. Лево́й Авачи склон свода осложнен сбросами, имеющими, видимо, незначительные амплитуды смещений. Как восточный, так и западный борг грабена Средней Авачи фиксируются по серии хорошо дешифрируемых расколов меридионального простирания. В восточном борту расколы типа сбросов трассируются цепочкой верхнеплейстоценовых и голоценовых шлаковых конусов и холодными источниками слабominерализованных вод. Местами в восточном борту грабена на поверхность выведены более древние отложения — хозгонская серия филлитовидных сланцев и кварцитовидных песчаников верхнего мела. Шлаковые конусы и небольшие лавовые вулканы (сopка Песчаная, в Атласе вулканов она переименована в вулкан Заварицкого [Святловский, 1959]) голоценового возраста приурочены к меридиональным расколам по р. Лево́й Аваче. По смещениям в предполагаемых нижнечетвертичных эффузивах в вершине р. Средней Авачи время заложения грабена можно рассматривать как поздне-раннечетвертичное, причем движения по расколам, ограничивающим грабен, продолжались в течение практически всего четвертичного времени.

В пределах грабена в позднем плейстоцене и в голоцене сформировался андезито-дацитовый стратовулкан Бакенинг, а также ряд кислых экструзий и небольшой базальтовый вулкан Новый Бакенинг (название дано А.Е. Святловским [Святловский, 1959]). В горстообразном поднятии севернее оз. Безымянного высоко подняты складчатый меловой фундамент и интрузия габбро-диорит-гранодиоритов¹. Можно предположить, что интрузия формировалась субсинхронно вулканитам нижнеплиоценового комплекса кавычинской свиты, а в четвертичное время по разломам была выведена на поверхность (как бы "всплыла" по разломам). Разломы, ограничивающие интрузию в районе горы Скалистой, имеют вид коротких взбросов меридионального простирания с максимальной амплитудой смещения 300–400 м. Эти разломы быстро затухают на север и юг, где амплитуда их падает до 40–50 м, а часто они прослеживаются только в виде зон трещиноватости в нижнеплиоценовых вулканитах. Впоследствии, в среднечетвертичное время и в голоцене, на расколах, ограничивающих горст, развились отдельные шлаковые и лавовые конусы, иногда располагаясь в ледниковых карах позднеплейстоценового оледенения. Северо-северо-восточные разломы дешифрируются севернее изученного района, в бортах долины р. Кавычи. По всей вероятности, на этом участке долина р. Кавычи заложилась в узком грабене субмеридионального простирания. Разломы, трассирующиеся по меридиональному участку долины р. Кавычи, являются продолжением зон расколов по р. Лево́й Аваче (см. рис. 19, 4).

Зоны разломов северо-восточного простирания наиболее отчетливо выражены за пределами изученной площади по западному краю Ганальского хребта, где они ограничивают молодой горст от грабена Центральной Камчатской депрессии. В районе исследований эти тектонические направления выражены слабо. В виде примера можно привести зону трещиноватости юго-восточнее горы Высокой, а также отдельные короткие быстро затухающие разломы в приводораздельной части рек Лево́й и Средней Авачи.

Особый интерес представляют широтные разломы, хорошо прослеживающиеся в изученном районе. Наиболее крупное из таких нарушений трассируется от правого водораздела р. Денохонок на западе до р. Киркиной на востоке (см. рис. 4). Серия сбросов этой зоны заложилась еще в доплиоценовое время. Об этом говорят следующие факты: 1) севернее зоны разломов в поднятом тектоническом блоке отсутствуют плиоценовые вулканиты и непосредственно на размытой поверхности мел-палеогеновых толщ залегают нижнечетвертичные базальты; 2) в южном блоке складчатый фундамент погружен и широко распространен нижнеплиоценовый вулканический комплекс. Исходя из этого, можно

¹ Эта интрузия подробно описана А.В. Колосковым [Волюнец, Колосков, 1977], не анализовавшим, однако, вмещающие породы.

сделать вывод, что в доплиоценовое время северное крыло зоны уже представляло собой поднятый блок, сложенный мел-палеогеновыми образованиями. Вулканизм на площади этого поднятия отсутствовал. Южное крыло имело вид тектонической депрессии широтного простирания, где в плиоцене активно проявился вулканизм. В нижнечетвертичное время вулканы развивались как в поднятом, так и в опущенном блоке данной зоны, активных движений по широтным разломам не происходило. Вновь активизировались они лишь в конце плейстоцена и в голоцене, о чем говорит развитие шлаковых и лавовых конусов вдоль этой зоны: в Ганальском хребте в верховьях р. Эстребокос, по р.Киркиной в Валагинском хребте и др. Движения по широтным разломам в конце четвертичного времени проявились также в верховьях р. Кавычи, ее большого правого истока и в осевой части западного окончания Валагинского хребта. Эти разломы также трассируются цепочками шлаковых и лавовых конусов. Описанная выше зона крупного широтного разлома (Карымско-Ганальский разлом) протягивается на восток в Восточную вулканическую зону, к кальдере оз. Карымского. Возможно, она служила магмоподводящим каналом для голоценовых вулканов Карымско-Семлячинской группы (см. рис. 4, 2).

Кавычинская вулканогенная свита имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза представлена преимущественно вулканитами андезито-базальтового и базальтового состава, верхняя часть — дацитами, андезито-дацитами и игнимбритами. Нижнюю границу кавычинской вулканогенной свиты удалось зафиксировать лишь в районе Авачинского озера, где вулканиты базальтового состава резко несогласно, с базальтными слоями в основании, налегают на смятые в крутые складки слабометаморфизованные терригенные отложения хозгонской серии верхнего мела. Обобщенный разрез нижнеплиоценовых вулканитов в районе Авачинского озера выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. Базальные слои, представленные брекчиями и конгломерато-брекчиями. Породы состоят исключительно из обломков черных алевролитов и светлых зеленоватых кварцитовидных песчаников хозгонской серии. Мощность обычно не превышает 15-20 м.

2. Мощные, линзобразно переслаивающиеся пачки агломератовых базальтовых туфов, от глыбовых до мелкообломочных (см. табл. V, 3, 4). Крайне редко встречаются псефитовые и псаммитовые разности. Заполнитель в туфах всегда пропилитизирован, очень плотный, зеленого и зеленовато-серого цвета. Обломки базальтов всегда более свежие. Повсеместно наблюдается эпидотизация, в породах много кварц-кальцитовых прожилков, встречаются в виде мелкой вкрапленности сульфиды (пирит, реже халькопирит). Максимальная подсчитанная мощность агломератовых туфов достигает 300-400 м, но мощности не выдержаны по простиранию, местами пачки агломератовых туфов выклиниваются, и на меловом фундаменте залегают более высокие горизонты разреза.

3. Переслаивание агломератовых и псефитовых туфов с эффузивами базальтового и андезито-базальтового состава, причем в одних разрезах преобладают лавы, в других — туфы, и тем самым создается пестрая фашиальная картина. Весьма характерны крупнопористые, иногда кавернозные базальты. Поры и пустоты в них всегда полностью заполнены хлоритом, реже кальцитом. В верхах разреза залегают потоки гигантоплаггиофировых базальтов, вкрапленники которых представлены желтоватым полупрозрачным плаггиоклазом (лабрадор-битовнит). Мощность этой эффузивно-пирокластической части разреза колеблется от 100 до 400 м, причем часто преобладают мегаплаггиофировые разности базальтов субшелочного состава. Общая максимальная подсчитанная мощность базальтовой части разреза нижнеплиоценовых вулканитов в районе Авачинских озер составляет 800-900 м.

Кровля нижней эффузивно-пирокластической пачки часто сохраняет первичный рельеф базальтовых потоков. Изменение углов наклона, азимутов падения и простирания базальтовых потоков в ряде изученных разрезов позволяет говорить об их первичном периклинальном залегании по периферии крупных вулканов, центральные части которых разрушены и восстанавливаются лишь при анализе фаший (увеличение эффузивной составляющей вблизи центров извержений, наличие эруптивных брекчий и пр.). Горизонтальные же залегания базальтовых

пачек, прослеживающихся на значительные расстояния (первые километры), и наличие протяженных даек такого же состава могут свидетельствовать также о трещинном, ареальном характере извержений.

Восточнее и северо-восточнее Авачинского озера в приводораздельной части рек Кавычи и Лево́й Авачи на базальтовую часть разреза налегают мощные потоки андезито-дацитов и дацитовых игнимбри́тов.

Разрез верхней части кавычинской свиты весьма однороден. Это мощные, до 100–150 м, потоки (пачки) темно-серых и серых плотных вулканитов с крупными фьяммеобразными включениями и обломками плотных афировых эффузивов и стекла. При изучении этих пород с весьма сложными текстурами возникают трудности в разделении эффузивов и пирокластов. Практически все разновидности таких пород переполнены обломками более основного состава, субстрат же их обычно состоит из более кислого (липарит-дацитового) лавового материала или из спекшегося слабофлюидального стекла; часто встречаются фьямме, иногда достигающие нескольких метров в длину. Тектурные признаки, а также плащеобразное распространение подобных образований на значительных площадях дают основание относить их в основном к игнимбри́там. Однако наличие среди таких вулканитов (особенно вблизи выходов интрузии) порфи́ровых разновидностей, залегающих в виде мощных линзообразных потоков, заставляет относить их частично к дацитовым лавам. Ввиду этого данную формацию мы называем игнимбри́то-дацитовой.

Среди дацитов, наполненных обломками эффузивов, и игнимбри́тов залегают крупные линзы лахаровых конгломерато-брекчий протяженностью от сотен метров до первых километров, мощностью до 50 м. Конгломерато-брекчии часто не имеют четких границ с игнимбри́товыми и дацитовыми протоками и связаны с ними постепенными переходами — вероятно, в результате слабого спекания в приконтактной зоне поверхности отложений лахара с подошвой игнимбри́та или пересыщенного обломками дацита. Игнимбри́ты и дациты имеют обычно свежий облик, в то время как лахаровые брекчии, особенно их заполнитель, нацело аргиллизированы, а иногда и пропилитизированы. Максимальная подсчитанная мощность дацит-игнимбри́тового разреза восточнее Авачинских озер достигает 400–500 м. Таким образом, общая максимальная мощность нижнеплиоценовых вулканитов района Авачинских озер достигает 800–1000 м.

Разрез нижнеплиоценовой кавычинской свиты в верховьях р. Кавычи в нижней своей части представлен агломератовыми туфами и эффузивами базальтового и андезито-базальтового состава. Как туфы, так и лавы чрезвычайно сильно пропилитизированы, очень плотные, зеленого цвета. В туфах за счет вторичных изменений часто скрадывается обломочное строение. В отдельных разрезах видно, что пропилитизация заметно уменьшается снизу вверх. При прослеживании пачек по простирацию с удалением от контактов с интрузией пропилитизация как туфов, так и лав постепенно падает, вплоть до полного исчезновения, — появляются совершенно свежие породы. Максимальная мощность этой части разреза составляет 800 м. Верхняя часть вулканогенного комплекса, так же как и в районе Авачинских озер, представлена игнимбри́то-дацитовой толщей мощностью до 300–400 м.

Ниже по р. Кавыче (правый борт долины), в районе горы Острой разрез представлен исключительно базальтами и их туфами. Породы изменены намного слабее, чем в верховьях р. Кавычи вблизи интрузий. Лишь в глубоких эрозионных врезам встречаются слабопропилитизированные агломератовые туфы. В верхней части разреза фиксируется серия потоков мегаллагиофировых базальтов. Измененные мегаллагиофировые базальты были встречены также и в верховьях р. Кавычи, в верхах базальтового разреза. Видимая мощность базальтового разреза в районе горы Острой составляет 450–500 м. Восточнее горы Острой на базальтовый разрез с неясным контактом налегают маломощные потоки темно-серых афировых дацитов.

Таким образом, распространение игнимбри́то-дацитовых образований по площади приурочено к верховьям рек Кавычи, Лево́й Авачи и левому водоразделу

р. Средней Авачи. Сравнительное локальное распространение игнимбритов и дацитов и залегание их на слабо размытой кровле базальтового разреза, но обычно с видимыми согласными контактами позволяют сделать следующие выводы: 1) дациты и игнимбриды распространены сравнительно недалеко от эруптивных центров; 2) временной разрыв между базальтовыми и дацитовыми извержениями, по-видимому, весьма невелик, так как дациты залегают на сохранившихся, хотя и слабо размытых, чрезвычайно пологих периклиналях базальтовых вулканов; 3) правоммерно выделение базальтовой и дацит-игнимбритовой толщ в качестве самостоятельных вулканогенных формаций.

Особый интерес представляет полифациальная, видимо, многофазовая интрузия (габбро-диориты, гранодиориты, граниты), вероятнее всего генетически связанная с формированием нижнеплиоценовой дацит-игнимбритовой толщи. Большая часть интрузии обнажается в высоком водораздельном хребте, разделяющем реки Левую Авачу, Кавычу и Среднюю Авачу. В гребне хребта отчетливо видны тектонические контакты интрузии с вмещающими толщами — хозгонской серией верхнего мела и нижнеплиоценовым вулканическим комплексом. В глубоких эрозионных впадинах восточнее Авачинского и Безымянного озер интрузия полого падает под плиоценовые вулканы в северных и восточных румбах. Мощность зоны эндоконтакта в этом случае значительна и достигает 500–700 м. К периферии интрузии в зоне эндоконтакта наблюдается постепенный переход от интрузивных хорошо раскристаллизованных разностей пород к порфирировым типам плагиоклазовых андезитов и андезито-дацитов. Выше отмечалось, что аналогичные эффузивы встречаются в нижней части игнимбрито-дацитового разреза. В кровле интрузивного тела северо-восточнее Авачинского озера через зону эндоконтакта фиксируется постепенный переход к дацитовому разрезу, залегающему выше. Причем разновидности пород в эндоконтакте интрузии и в центральных частях мощных дацит-игнимбритовых потоков весьма сходны. Таким образом, напрашивается вывод о комагматичности игнимбритов и дацитов с гранодиоритами и диоритами интрузии, являющейся тем самым интрузией под вулканом — застывшим приповерхностным магматическим очагом. С базальтовой частью плиоценового разреза наряду с тектоническими контактами фиксируются и отчетливо рвущие контакты. Характерна мощная дайковая серия, рвущая базальтовую часть разреза (диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры, микрогаббро, габбро-порфириды). Породы вблизи контактов с интрузией и дайковыми сериями аномально сильно изменены (аргиллитизация, пропилитизация, лимонитизация) на фоне общей, сравнительно слабой пропилитизации базальтового разреза. Флишеподобные терригенные пачки хозгонской серии в экзоконтакте с интрузией ороговикованы. Севернее оз. Безымянного на интрузию залегают останец кровли, сложный филитовидными породами хозгонской серии (рис. 20). Породы кровли, четко ритмичнослоистые, имеют вертикальные элементы залегания. В нижележащей интрузии отчетливо прослеживаются теневые структуры, соответствующие слоистости хозгонской серии. Полосы таких теневых структур уходят в глубь интрузивного тела. Вдоль них расположены переработанные в различной степени ксенолиты пород хозгонской серии: менее затронутые вблизи контакта и почти полностью ассимилированные внутри интрузии. Эти наблюдения могут служить примером обрушения кровли в активный магматический очаг в приповерхностных условиях.

Рвущих контактов интрузии с игнимбрито-дацитовым разрезом нигде не наблюдалось. В дацитах и игнимбридах практически отсутствует и дайковая серия, присущая базальтовому разрезу. Лишь в верховьях р. Кавычи в отдельных тектонических блоках дациты рвутся дайками диорит-гранодиорит-порфириров. Видимо, это самая поздняя дайковая серия, связанная с развитием данной интрузии. По сравнению с нижней базальтовой частью разреза дациты и игнимбриды практически неизменны. Пропилитизация появляется там лишь в рыхлых разностях гупов, обычно по их цементу.

В верхнем плиоцене в данном районе вулканизм не проявился. Андезитовые разрушенные вулканы и синхронные им вулканогенно-осадочные фации, по биостратиграфическим характеристикам и данным палеомагнитного анализа, видимо, соответствующие андезитовой формации тумрокского комплекса, развиты

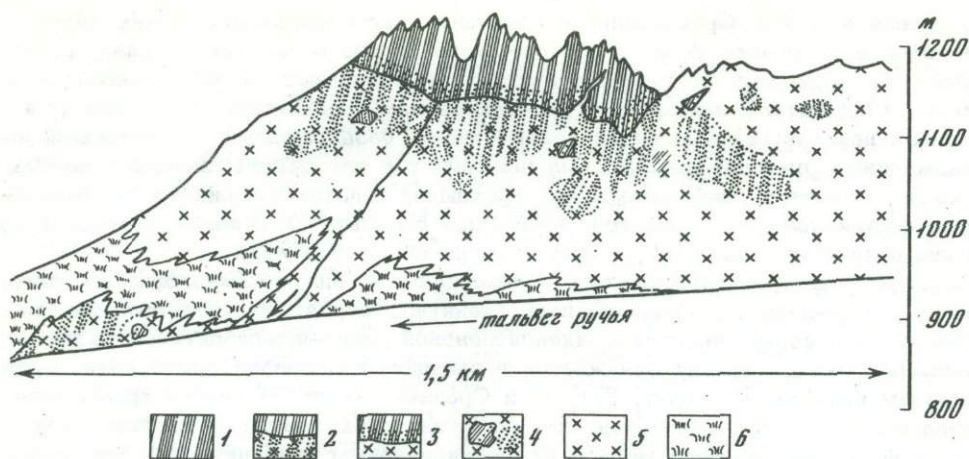


Рис. 20. Останец кровли пород хозгонской серии на интрузии гранодиоритов севернее оз. Безымянного

1 - горизонтально-слоистые породы хозгонской серии (залегание пластов субвертикальное); 2 - теневые структуры в интрузии гранодиоритов в приконтактовой зоне с хозгонской серией; 3 - зона ороговикования (экзоконтат интрузии); 4 - в различной степени измененные ксенолиты пород хозгонской серии; 5 - интрузия гранодиоритов; 6 - задернованные участки склона

восточнее, в Налачевской купольно-кольцевой структуре [Ермаков и др., 1969].

Как и в описанном выше районе Восточной Камчатки, в южной оконечности Валагинского хребта толщи вулканогенных формаций включают линзы вулканогенно-осадочных пород. Среди них, как и в хр. Тумрок, наиболее распространены вулканогенно-пролювиальные образования, представленные отложениями лахаров и "сухих" рек. Однако следует отметить, что в связи с несколько иной, чем в Тумроке, спецификой плиоценовой вулканической деятельности в рассматриваемом районе хр. Валагинского грубообломочные вулканогенно-осадочные накопления не получили столь широкого развития. В частности, здесь отсутствуют аналоги андезитовой существенно пирокластической формации стратовулканов, условия образования которой особенно благоприятны для накопления весьма мощных вулканогенно-осадочных толщ. К тому же худшая в сравнении с хр. Тумрок обнаженность не дает возможности с той же степенью полноты судить о соотношении вулканитов и вулканогенно-осадочных пород в формациях южной части Валагинского хребта.

В толщах базальтовой и дацит-игнимбритовой формаций южной части Валагинского хребта лахаровые конгломерато-брекчии, туфоконгломераты и туфопесчаники "сухих" рек встречаются обычно в виде изолированных линзообразных тел. Следует отметить, что лахаровые линзы отличаются значительной мощностью (от 10 до 50 м), а мощность линз наносов "сухих" рек, как правило, не превышает 3-5 м.

Мы приведем краткое описание двух наиболее типичных разностей лахаровых конгломерато-брекчий.

1. В лавово-пирокластическом разрезе базальтовой формации в верховьях р. Киркиной, в одном из правобережных обнажений наблюдается выход темносерой лахаровой конгломерато-брекчии видимой мощностью около 4 м. Общее содержание фрагментов более 2 см составляет около 20%. Из них 1-2% приходится на долю угловатых глыб до 1 м в поперечнике, остальной крупнообломочный материал представлен мелкими валунами, крупной и средней полуугловатой и полукатанной галькой. Признаки сортировки материала отсутствуют. Петрографический состав обломков - главным образом базальты и андезитобазальты (табл. X; 2 прилож.).

Еще одна разность лахаровых отложений вскрыта, в частности, в разрезе дацит-игнимбритовой формации, в районе верховьев р. Кавычи. Здесь в основании пласта игнимбритов мощностью около 60 м, на неровной кровле базальтов залегает зеленовато-серая лахаровая конгломерато-брекчия мощностью до 50 м, которой присущи следующие особенности.

Макротекстура характеризуется, во-первых, субвертикальной трещиноватостью, по которой развиваются формы выветривания типа земляных пирамид. Во-вторых, наблюдается субвертикальная чешуйчатая отдельность; толщина чешуй от 0,2 до 0,5 м, откалывающиеся и скапливающиеся в осыпи глыбы и обломки имеют в большинстве уплощенную форму. Отмеченные макротекстуры вторичны и обусловлены диагенезом; каких-либо признаков первичных текстур (сортировка) не заметно (см. табл. X, 1, 3). Структура грубообломочная. Обломки разноразмерные; преобладает среднеобломочный материал. Фрагменты преимущественно угловатые, реже полуугловатые. Содержание крупных обломков (до 1 м в поперечнике), а также средних и мелких валунов колеблется от долей до первых процентов. Изредка встречаются полуокатанные и окатанные валуны размером до 0,3-0,5 м. Заполнитель дресвянисто-песчаный. Следует отметить, что вторичная чешуйчатая текстура значительно искажает первичный облик отложений: из-за нее с трудом удается разглядеть отдельные фрагменты в массе заполнителя (табл. X, 3, 4). Степень литификации значительная. Мелкие и средние обломки в основном представлены измененными базальтами. В заполнителе содержится значительное количество кристаллов породообразующих минералов (главным образом плагиоклаз).

Характерно присутствие отдельных изометричных зон ожелезнения размером от 0,8×0,4 до 2×4 м. Переход к вышележащим игнимбритам постепенный.

Кое-где в эффузивно-пирокластических разрезах встречаются и более каменные фации лахаров (табл. X, 5), однако две описанные выше разности преобладают.

Характерные отложения "сухих" рек наблюдаются главным образом в толще базальтовой формации. Представлены чередующимися субпараллельными линзовидными прослоями мощностью 0,5-2 м разнородных туфопесчаников, туфогравелистов с единичной средней полуокатанной и полуугловатой галькой, гравелистых туфопесчаников, содержащих до 5% разноразмерных полуугловатых и полуокатанных валунов, а также тонкослоистых среднезернистых и разнородных туфопесчаников. Петрографический состав окатышей - преимущественно темно-серые крупнопорфировые и афировые базальты. В линзах отложений "сухих" рек, заключенных между агломератовыми туфами и потоками лав, нередко также чередующиеся линзовидные пакеты мощностью 0,5-0,7 м гравелистых туфопесчаников с редкой мелкой и средней галькой и валунодержащих туфоконгломератов. Петрографический состав - преимущественно темно-серые пироксеновые базальты. Мощность линз подобных отложений обычно не превышает 5-7 м (табл. X, 7).

Весьма редко в толщах вулканитов встречаются отложения озерного облика, представленные чередующимися слоями мощностью от 1 до 10 см разнородных и гравелистых туфопесчаников. Слоистость весьма выдержанная, напоминает ленточную (табл. X, 6).

В данном районе на нижнеплиоценовые вулканиты налегают достаточно сохранившиеся существенно лавовые и щитообразные вулканы, лавы которых положительно намагничены. По магнитным характеристикам и степени сохранности мы их условно относим к раннечетвертичному времени. Отметим, что степень сохранности их несколько различна в зависимости от тектонического положения. Часто такие вулканы развиваются непосредственно на палеогеновых и меловых отложениях. Иногда они подстилаются конгломератовыми пачками, образовавшимися при размыве как плиоценовых вулканитов, так и более древних образований.

Резюмируя вышеизложенное, отметим некоторые основные моменты. Вокруг интрузии (состав от габбро до гранитов), расположенной в северной части Авачинского хребта, группируются разрезы вулканитов. Низы их чаще всего

сложены грубой базальтовой пирокластикой, резко несогласно налегающей на сложнодислоцированные филлитовидные сланцы хозгонской серии верхнего мела. Залегающие выше горизонты разреза – лавово-пирокластические, нередко с преобладанием эффузивов – двупироксеновых базальтов и андезито-базальтов. Характер разрезов и реликты периклинальных залеганий лав могут говорить о наличии здесь в свое время базальтовых существенно лавовых стратовулканов, группировавшихся вблизи современных выходов интрузии. Вышележащий разрез представлен плагиофировыми и мегаплаггиофировыми оливинсодержащими базальтами. Основная масса таких эффузивов распространена по периферии палеовулканов центрального типа. Обычно они представлены серией субгоризонтально залегающих потоков, хорошо маркирующихся по площади, причем чаще всего в пачке (мощность 30–40 м) нижние потоки представлены афировыми и микроплаггиофировыми базальтами, а верхние – мегаплаггиофировыми разностями. Горизонтальные залегания, достаточно широкая распространенность по площади, наличие многочисленных базальтовых даек, вскрытых эрозией, свидетельствуют об ареальном типе извержения плагиофировых базальтов. Выше разрез резко меняется. Без видимого перерыва или с перерывом крайне незначительным на базальты центральных вулканов и ареальной зоны ложится лавово-пирокластическая толща. Эти породы перемежаются с лахаровыми конгломерато-брекчиями, залегающими обычно в виде крупных линз. Мощности лавово-пирокластических пачек достигает нескольких сотен метров, локализуются они в субколыцевой депрессии, реликты которой отчетливо реконструируются к востоку от интрузии, на междуречье рек Кавычи,левой и Правой Ава-чи. Кольцевая депрессия дешифрируется при анализе рельефа кровли базальтовой формации кавычинской свиты и по системам концентрических трещин. Перечисленные факты заставляют нас предположить, что здесь имело место извержение типа сильного однократного игнимбритообразующего взрыва с последующей и частично синхронной ему просадкой кровли магматической камеры. Четкие пологие периклинальные залегания дацитовой лавово-пирокластической толщи к востоку, северо-востоку и юго-востоку от интрузии, а также пологий восточный контакт интрузии с вмещающими вулканитами позволяют сделать палеовулканологическую реконструкцию, в соответствии с которой глубина формирования интрузивного тела не будет превышать 500–700 м. Наличие в центральных частях мощных лавово-пирокластических потоков пород, раскристаллизованных до диорит-порфиритов, присутствие аналогичных порфировых разностей в пологих эндоконтактах интрузии, а также находки таких пород во внутренних ее частях позволяют говорить о комагматичности интрузии и лавово-пирокластической толщи и трактовать данное интрузивное тело как приповерхностный очаг субкислой высокотемпературной магмы, прорвавшейся на земную поверхность. Вслед за этим возникла кольцевая депрессия, в дальнейшем вовлеченная в инверсию при образовании горста Авачинского хребта в средне-позднеплейстоценовое время¹. Таким образом, в пределах опущенного широтного блока в раннем плиocene широко проявился базальтовый – андезито-базальтовый вулканизм как центрального, так и ареального типа. Вулканы же кислого состава, венчающие плиоценовый цикл, локализовались лишь внутри кольцевой депрессии, приуроченной к центральным частям опущенного блока.

Сравнивая вулканогенную кавычинскую свиту с шапинской свитой хр. Тумрок, можно отметить некоторые аналогии. В кавычинской свите, так же как и в шапинской, четко выделяется нижняя, базальтовая формация с субщелочными мегаплаггиофировыми базальтами. Сходно выделяется и верхняя, игнимбрито-дацитовая формация. Но в игнимбрито-дацитовой формации в отличие от шапинской базальт-игнимбритовой, во-первых, отсутствуют базальты и, во-вторых, игнимбриты совершенно другого облика (лавоподобные, переполненные изометричными обломками более основного состава, с гигантскими фьяммеобразными включениями) часто, видимо, представляют переходную разность

¹ Этот сложный тектоно-магматический узел мы выделяем под названием Верхнеавачинской купольно-кольцевой структуры.

между пирокласто-игнимбритами и дацитовыми лавами. Мы предполагаем, что такие породы возникли в результате непосредственного прорыва на поверхность верхней части гранитного плутона.

Комагматичность близповерхностных интрузий с игнимбриито-дацитами позволяет объединить их в одну формацию и рассматривать ее несколько шире — как вулканоплутоническую, гранодиорит-дацит-игнимбритовую.

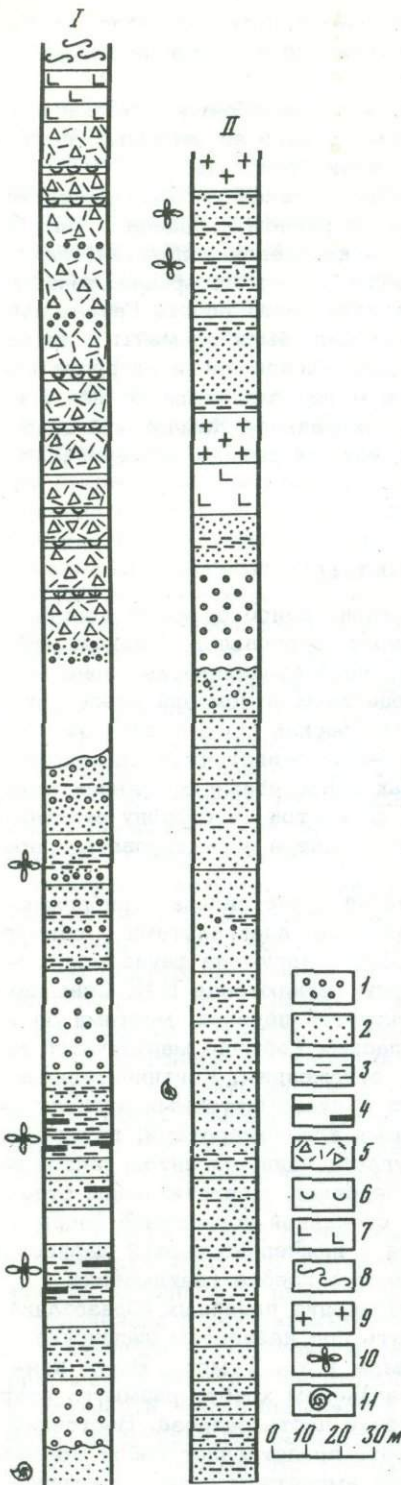
Вулканогенно-осадочной формации, синхронной выделенным вулканогенным, на изученной площади не обнаружено. Поскольку в раннем плиоцене с севера от описанных вулканоструктур (ареальная зона — кольцевая депрессия) находится поднятый тектонический блок, то снос обломочного материала, видимо, шел на юг и юго-запад. Впоследствии в результате роста горста Ганальского хребта вулканогенно-осадочные отложения, возможно, были размыты и сохранились лишь крайне локально, как, например, флоронсная пачка на ручье Бенекинг. Вполне вероятно, что снос обломочного материала частично шел в южную часть начавшей развиваться в это время Центральной Камчатской депрессии, дно которой в настоящий момент закрыто чехлом рыхлых четвертичных отложений.

РАЙОН р. ЛЕВОЙ ЖУПАНОВОЙ И ВАЛАГИНСКОГО ХРЕБТА

Район расположен частично на восточном склоне одностороннего горста Валагинского хребта (бассейн ручья Хрустального, верховья р. Мальцевской, массив горы Корниловской), частично — в Восточной вулканической зоне (гора Стол) (см. рис. 1, 6). Фундаментом доплиоценовых отложений здесь служат палеогеновые кремнисто-карбонатные толщи (кояновская свита), образующие крутой структурный разворот от меридионально-северо-восточных простираний к юго-восточным. В пределах хребта видно, как плиоценовые отложения резко несогласно залегают на палеогеновых толщах; на восток в сторону вулканической зоны происходит погружение, и подошву плиоцена зафиксировать невозможно.

Нижняя часть разреза плиоценовых образований представлена прибрежно-морскими песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами — обычно в виде чередования маломощных пачек. В породах обнаружена фауна моллюсков, присущая нижнему плиоцену бореальной зоны (закл. В.Н. Синельниковой, ГИН АН СССР). Выше по разрезу фиксируется переход, местами постепенный, местами с внутрiformационным несогласием (обычно маркируется мощной пачкой конгломератов) к континентальным отложениям. Континентальная часть разреза представлена переслаивающимися вулканомиктовыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками и мелкогалечными конгломератами; встречаются линзовидные прослои углей низкой стадии углефикации, лигнитов, часты находки обугленных и слабоокремнелых стволов деревьев, многочисленны отпечатки листьев и стеблей растений. По комплексу собранной ископаемой флоры вмещающие отложения уверенно сопоставляются с нижнеплиоценовой шапинской свитой хр. Тумрок и кахтунской свитой Срединного хребта (закл. А.И. Челебаевой). Учитывая площадное распространение подобных образований на Восточной Камчатке, мы их будем объединять под названием шапинской свиты, сопоставляя со стратотипическим разрезом в хр. Тумрок. Верхи континентального разреза шапинской свиты в Валагинском хребте размыты, сохранилась лишь нижняя, существенно конгломератовая часть разреза. Восточный склон одностороннего горста Валагинского хребта представляет собой моноклинал, местами нарушенную разломами небольшой амплитуды северо-восточного простирания. Моноклинал полого погружается под Восточную вулканическую зону. Тем самым и разрез шапинской свиты надстраивается восточнее хребта, в вулканической зоне. Вулканотерригенные и вулканогенно-осадочные континентальные отложения здесь вверх по разрезу (частично, видимо, и по простиранию) постепенно сменяются вулканогенными (рис. 21). Переход обычно отмечается по появлению вулканического материала в виде небольших прослоев, а затем пачек туфов, от агломератовых до псаммитовых.

Рис. 21. Разрез шапинской свиты по ручью Хрустальному и в районе горы Стол, Переход (снизу вверх по разрезу) от прибрежно-морской и континентальной молассы к вулканогенной формации



I - верхняя часть разреза (западный склон горы Стол, р. Левая Жупанова); II - нижняя часть разреза по ручью Хрустальному

1 - туфоконгломераты и туфогравелиты; 2 - туфопесчаники; 3 - туфоалевролиты; 4 - прослой углей; 5 - базальтовая пирокластика; 6 - прослой озерных диатомовых туффитов; 7 - базальты: в первом разрезе - потоки, во втором - силлы; 8 - игнимбриты; 9 - силлы гранодиорит-порфиров; 10 - находки ископаемой флоры; 11 - находки ископаемой фауны

Наряду с туфами значительную роль в разрезе занимают конгломератобрекчии, относящиеся, вероятнее всего, к фациям "сухих" рек. Выше в разрезе появляются потоки базальтов. Сначала преобладают афировые и мелкопорфировидные плагиобазальты, выше - потоки (до 50 м мощности) мегаплагифириновых лав субщелочного состава. Излияния мегаплагифириновых базальтов носят площадной характер. Потоки их протягиваются на десятки километров, что прекрасно можно наблюдать в устье левого берега р. Левого Жупановой. Распространение потоков на значительной площади, их субгоризонтальное или слабонаклонное залегание, наличие многочисленных базальтовых даек говорят о трещинном характере излияния лав (ареальный тип вулканизма). Непосредственно вслед за образованием покровов мегаплагифириновых базальтов происходит качественный скачок в вулканической деятельности. В разрезе (гора Стол, левый борт долины р. Левого Жупановой) появляются лачки дацитовых игнимбритов, мощности которых колеблются от 50 до 150 м, а выше их, венчая плиоценовый разрез, обнажается серия потоков оливинсодержащих базальтов.

Таким образом, вулканический цикл, завершающий накопление плиоценовых толщ в данном районе, выглядит следующим образом.

1. Эксплозивные базальтовые извержения.
2. Эксплозии, перемежающиеся с излияниями отдельных потоков афировых и мелкопорфировидных плагиобазальтов (извержения, видимо близкие к ареальным).

3. Массовые излияния мегаплагифириновых базальтов ареального типа.

4. Извержения дацитовых игнимбритов и излияния оливинсодержащих базальтов.

Отметим, что после непродолжительной трансгрессии мелкого моря в раннем плиоцене, по палеогеографическим реконструкциям [Шанцер, 1974], большая часть Восточного хребта, включая значительные площади хр. Валагинского, представляла собой сушу с тенденцией к поднятию. В дальнейшем поднятие в

этой зоне (формирование горста Восточного хребта) происходило дискретно на протяжении позднего плиоцена и всего четвертичного времени.

На данном участке Валагинского хребта, как уже говорилось, за счет размыва при поднятии, возможно, редуцирована верхняя часть плиоценового разреза, в том числе и вулканогенного. Хотя вполне вероятно, что здесь, как в области относительного сжатия, эффузивный магматизм в нижнем плиоцене вообще не проявился. Магматизм в этой зоне реализовался в формировании различных малоглубинных интрузивных тел. Интрузии хорошо вскрыты в глубоких эрозионных врезях ручья Хрустального и левой вершины р. Мальцевской (массив горы Корниловской). По ручью Хрустальному на разных стратиграфических уровнях вулканогенно-осадочного разреза шапинской свиты (прибрежно-морские и континентальные фации) обнажаются пластовые тела и дайки как основных, так и кислых пород. Основные породы представлены двупроксеновыми оливинсодержащими базальтами, кислые – биотит–роговообманковыми гранодиорит–порфирами с крупными редкими вкрапленниками плагиоклаза, реже с оплавленными зернами кварца. Как базальты, так и гранодиорит–порфиры имеют вид силлов. В верховьях ручья Хрустального, в левом борту долины вскрыт лакколлит гранодиорит–порфиров. В среднем течении ручья Хрустального, в правом борту долины отмечен базальтовый силл, непосредственно подстилающий пластовую интрузию гранодиорит–порфиров. На юго-восточном склоне горы Корниловской, в левой вершине р. Мальцевской, в верхней части прибрежно-морского и в нижней части континентального разреза шапинской свиты фиксируются в прекрасно обнаженных стенках ледниковых цирков (рис. 22) многоярусные силлы гранодиорит–порфиров и диорит–порфиритов. Вся толща вулканотерригенных пород как бы пропитана магматическим материалом. Причем мощность силлов колеблется от нескольких сантиметров до 50 м. Наряду с силлами много секущих вертикальных и наклонных даек, представляющих собой в основном соединения между пластовыми телами. Учитывая контрастный характер базальт–дацитового вулканизма верхней части разреза шапинской свиты, исходя пока только из геологических факторов, можно сделать следующее заключение.

1. Секущие и пластовые дайки базальтов – сложные подводящие каналы ареальных извержений базальтов, причем базальтовые силлы могут быть своеобразными кратковременными промежуточными очагами ("отстойники") базальтовой магмы, поступающей с больших глубин.

2. Большие объемы базальтовой магмы, внедряющейся в верхние горизонты земной коры, и, видимо, большая теплоотдача такой магмы создают условия для частичного плавления коры или высокотемпературного метасоматоза, за счет чего образуются пластовые тела гранодиорит–порфиров. Впрочем, образование их может носить смешанный характер – магматически–метасоматический или же магматически–палингенный.

3. Сходная геометрия питающих каналов кислых и основных извержений, широкое распространение в Восточном вулканическом прогибе как тех, так и других позволяют предполагать многоканальный и смешанный типы игнимбритообразующих извержений, которые во времени следуют за ареальными базальтовыми излияниями.

Таким образом, в шапинской свите Валагинского хребта и Восточной вулканической зоны можно выделить те же формации, что и в хр. Тумрок (снизу вверх по разрезу): 1) вулканотерригенная прибрежно–морская формация с переходом в континентальную вулканогенную молассу; 2) базальтовая формация с субшелочными мегаплаггиофировыми базальтами; 3) базальт–игнимбритовая формация.

Объединяя многоярусные силлы гранодиорит–порфиров и лакколлиты с комагматическими им игнимбритами, можно выделить более сложную вулканоплутоническую базальт–игнимбрит–гранодиорит–порфиновую формацию.

Континентальная моласса накапливалась локально, наследуя по площади морской залив, видимо, северо–западного направления. К такому выводу мы приходим потому, что с севера и юга данного района вышележащие вулканические

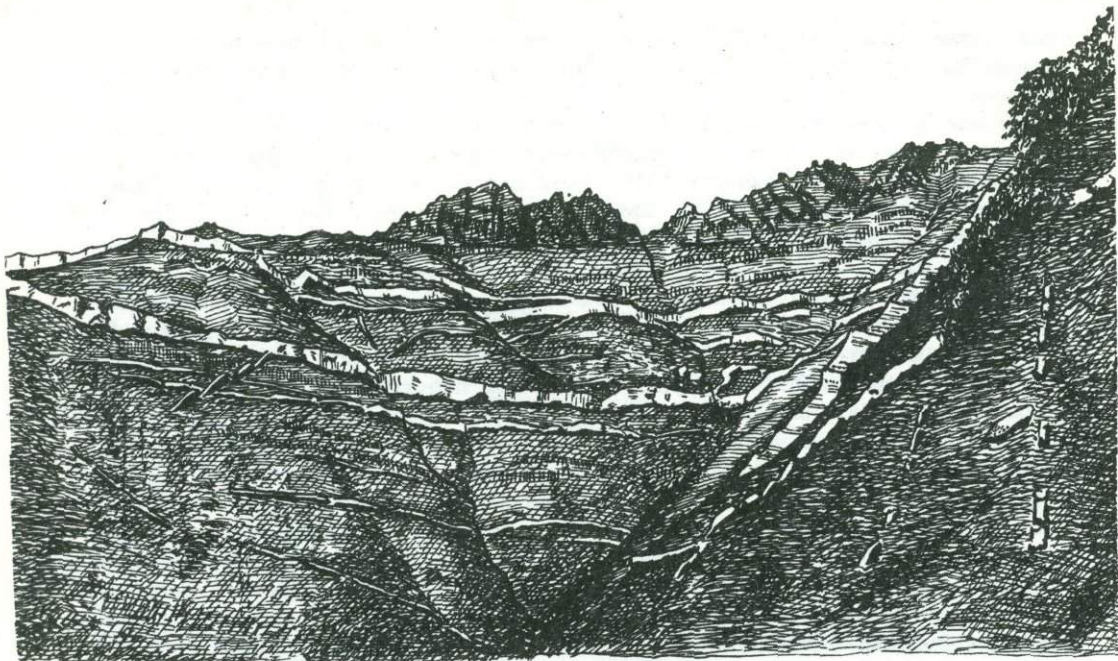


Рис. 22. Многоярусные силлы и секущие дайки диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров – предполагаемая система сложных подводящих каналов арельных игнимбритовых извержений (район горы Корниловской в Валагинском хребте, рисунок по фотографии выполнен А.И. Челебаевой)

формации непосредственно налегают на более древние отложения. Моласса, вероятнее всего, накапливалась в депрессии типа межгорной впадины такого же режима развития, как и в хр. Тумрок, о чем говорит неравномерная цикличность разреза. Синхронно с осадконакоплением начал проявляться вулканизм. После перекомпенсации осадками межгорной впадины сначала базальтовый, а затем базальт-игнимбритовый вулканизм охватил обширные площади Восточно-Камчатского вулканического прогиба. По-видимому, одновозрастные игнимбри-там горы Стол покровы (одинаковые палеомагнитные характеристики и сходный состав) обнажаются в ряде точек восточного побережья (вблизи устьев рек Карымской, Шумной, в эрозионных окнах среди четвертичных вулканитов в бассейне р. Правой Жупановой, в вышележащих участках долины р.левой Жупановой). Площадь распространения их с севера ограничена широтой Кроноцкого озера, где на терригенные толщи палеогена сразу налегают верхнеплейстоценовые вулканиты; на юг ареал их распространения ограничить точно невозможно из-за перекрытия более молодыми образованиями. Вероятнее всего, формирование покровов как арельных базальтов, так и игнимбритов связано с развитием линейных дизъюнктивных структур и вулканотектонических структур типа грабенов.

В позднем плейстоцене и в раннечетвертичное время для этого района характерно резкое ослабление вулканизма. По крайней мере вулканов, синхронных тумрокскому комплексу, здесь уверенно обнаружить не удалось. Условно лишь выделяются существенно лавовые стратовулканы раннечетвертичного времени. В некоторых местах, как, например, в верховьях р.левой Жупановой, на вулканогенную часть шапинской свиты сразу налегают среднеплейстоценовые вулканиты (игнимбриты, связанные с кальдерой вулкана Большой Семьячик).

Только в среднечетвертичное время линейные структуры Восточного вулканического прогиба преобразовались в ряд крупных кольцевых вулканоструктур, о которых говорилось выше.

Итак, мы рассмотрели особенности вулканизма и осадконакопления для трех районов Восточной Камчатки, различающихся как по особенностям современной блоковой структуры, так и по истории геологического развития. Первые два района (хр. Тумрок, Авачинские озера и верховья р. Кавычи) находятся в относительно поднятых блоках, приуроченных к пересечению диагональных зон северо-западного простирания с новейшими морфоструктурами. Третий район расположен в опущенном блоке (Восточный вулканический прогиб) и в зоне сочленения этого блока с восточным (пологим) бортом горста Валагинского хребта.

Во всех трех рассмотренных блоках в раннем плиоцене развиваются контрастная базальт-дацитовая серия и сопутствующие ей в различных объемах вулканомиктовые и вулканогенно-осадочные толщи. Соответственно всюду выделяются вулканотерригенная и вулканогенная молассы, базальтовая формация и формации кислых вулканитов (базальт-игнимбритовая, игнимбрито-дацитовая). В зависимости от ряда тектонических факторов удается увязать явления, связанные с глубинным и поверхностным магматизмом, и выделить вулканоплутонические формации — гранодиорит-игнимбрито-дацитовую и базальт-игнимбрито-гранодиорит-порфировую.

Все перечисленные районы имеют четкое формационное сходство и достаточно явные различия. Южный поднятый блок (Шипунско-Кирганикская зона) практически в течение всего кайнозоя оставался достаточно устойчивым поднятием; северный (в Кроноцко-Тигильской зоне) неоднократно претерпевал инверсию за счет вовлечения его в прогибы северо-восточного простирания — олигоцен-миоценовый морской прогиб, четвертичный Восточный вулканический прогиб [Шанцер, 1974].

В северном блоке (хр. Тумрок) верхняя формация представлена игнимбридами и сопровождающими их базальтами (намного в меньших объемах), в южном (Авачинские озера, р. Кавыча) аналогичная по стратиграфическому положению формация — игнимбридами и дацитами. В северном блоке кольцевая игнимбритообразующая структура выражена вулканотектонической депрессией (крупной кальдерой), которая и сейчас остается отрицательной. В южном же блоке такая вулканотектоническая депрессия за счет вовлечения в общее поднятие претерпела инверсию: большая часть ее захвачена горстовым четвертичным поднятием и на поверхность выведена интрузия, комагматичная игнимбрито-дацитам. По-видимому, при устойчивом длительном поднятии района создаются условия для внедрения кислой магмы в самые верхние горизонты земной коры с образованием приповерхностного магматического очага и даже с частичным прорывом магмы этого очага (небольшого гранитоидного плутона) на поверхность. Таким образом, в месте его прорыва образуется эффузивно-пирокластическая формация однородного состава, в данном случае — игнимбрито-дацитовая. Нижние базальтовые формации аккумуляровались в поднятых блоках в достаточно сходных условиях — в коротких, близких к изометричным (возможно, брахиформным) грабенообразных прогибах с последующей перекомпенсацией их вулканитами.

В центральном опущенном блоке (соответствует Восточному вулканическому прогибу) как базальтовая формация, так и игнимбритовая связаны с развитием линейных структур, возможно, типа вулканотектонических грабенов, приуроченных к системам разломов сначала северо-западного, потом северо-восточного простирания. В зоне молодого поднятия Валагинского хребта эрозией вскрыта корневая система линейных вулканоструктур в виде многоярусных силлов и секущих даек как основного, так и кислого состава.

При неравновесном состоянии рельефа того или иного района (неразвитые речные долины, наличие замкнутых или полужамкнутых котловин и межгорных тектонических депрессий с неравномерным прогибанием и пр.) создаются наиболее благоприятные условия для накопления мощных межгорных вулканотерригенных и вулканогенных моласс. Такой режим, видимо, существовал в первой половине раннего плиоцена во всех трех рассмотренных районах (в меньшей степени в южном). В дальнейшем (верхняя половина раннего плиоцена,

поздний плиоцен) развитие речной сети при некоторой нивелировке рельефа привело к условиям преимущественного выноса вулканотерригенного обломочного и ювенильного материала, поставляемого вулканами, в близлежащие морские бассейны. В больших объемах континентальная вулканогенно-осадочная аккумуляция в это время могла идти лишь в формирующейся Центральной Камчатской депрессии, что и подтверждается материалами по редким скважинам, пробуренным в ее пределах.

Таким образом, для раннего плиоцена Восточной Камчатки характерны как латеральные, так и вертикальные формационные ряды. В латеральном ряду выделяются две формации, сменяющие одна другую по простиранию и занимающие один стратиграфический уровень. Это вулканотерригенная и вулканогенная молассы и базальтовая формация. В вертикальном ряду это моласса, базальтовая формация, базальт-игнимбритовая или игнимбрито-дацитовая. Верхние формации в отдельных районах можно рассматривать как вулканоплутонические — гранодиорит-игнимбрито-дацитовую и базальт-гранодиорит-порфировую. В позднем плиоцене локально выделяется лишь одна андезитовая формация — стратовулканов тумрокского комплекса.

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ПЛИОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ (Срединный хребет)

В Срединном хребте Камчатки нижнеплиоценовые отложения выделяются нами в кахтунскую свиту [Челебаева, 1971]. Свита залегает с размывом и угловым несогласием на среднемиоценовой кавалинской свите и, по-видимому, на более древних отложениях. В осевой части Срединного и Быстринского хребтов она сложена преимущественно континентальными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, охарактеризована флорой, однотипной с флорой шапинской свиты. На восточных склонах хребта, по крайней мере от широты р. Сехлун на юге до верховьев р. Озерной на севере, континентальные фации (в нижней части разреза) постепенно замещаются морскими. Здесь нередко захоронения ископаемой флоры встречаются в одних слоях с остатками моллюсков, которые, по заключению В.М. Гладиковой, Л.И. Ястремской и Г.П. Борзуновой, относятся к плиоцену [Шеймович, Валов, 1972]. От Быстринского хребта на север кахтунская свита распространяется в бассейны рек Белой, Двухъярточной, Еловки, Озерной, сохраняя те же особенности строения и свойственные ей фауну и флору.

Верхнеплиоценовые отложения залегают на слабодислоцированных нижнеплиоценовых практически горизонтально. На большей части территории Срединного хребта они представлены преимущественно вулканогенными толщами: крерукский вулканогенный комплекс, коррелятивный тумрокскому комплексу Восточной Камчатки [Шанцер и др., 1969; Гептнер и др., 1972]. На северо-востоке Камчатки к ним, возможно, относится апукская свита, хотя это предположение пока проблематично [Челебаева, Шанцер и др., 1974]. Вулканогенно-осадочные верхнеплиоценовые слои в общем выделяются довольно условно (в Срединном хребте собственно вулканогенно-осадочных фаций этого времени нами не встречено) по залеганию выше дислоцированных свит, относительно обедненным спектрам флоры, бореальному характеру малакофауны, палеомагнитным данным [Петров, Хорева, 1968; Челебаева, 1971; Беспалый и др., 1972].

Срединный хребет в настоящее время представляет собой единое сложно-построенное поднятие северо-восточного простирания. Строение его неоднородно: он разбит системами расколов северо-западного и широтного простираний на ряд крупных блоков, имеющих свое специфическое строение и историю развития.

Ниже мы рассмотрим особенности образования вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций плиоцена и частично плейстоцена и эволюции ряда структур в зависимости от их положения в том или ином тектоническом блоке Срединного хребта.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ОТНОСИТЕЛЬНО ОПУЩЕННЫЙ БЛОК

Южное ограничение блока проходит по серии разломов северо-западного простирания и ряду широтных сколов южнее вулканического массива Алней-Чашаконджа. В большинстве случаев разломы со значительной амплитудой смещения перекрыты четвертичными вулканитами, а иногда и верхнеплиоценовыми образованиями. Однако они прекрасно дешифрируются по системам безамплитудных трещин, а также фиксируются по резкому погружению доплиоценового фундамента и общему сужению вулканической плиоцен-четвертичной зоны к

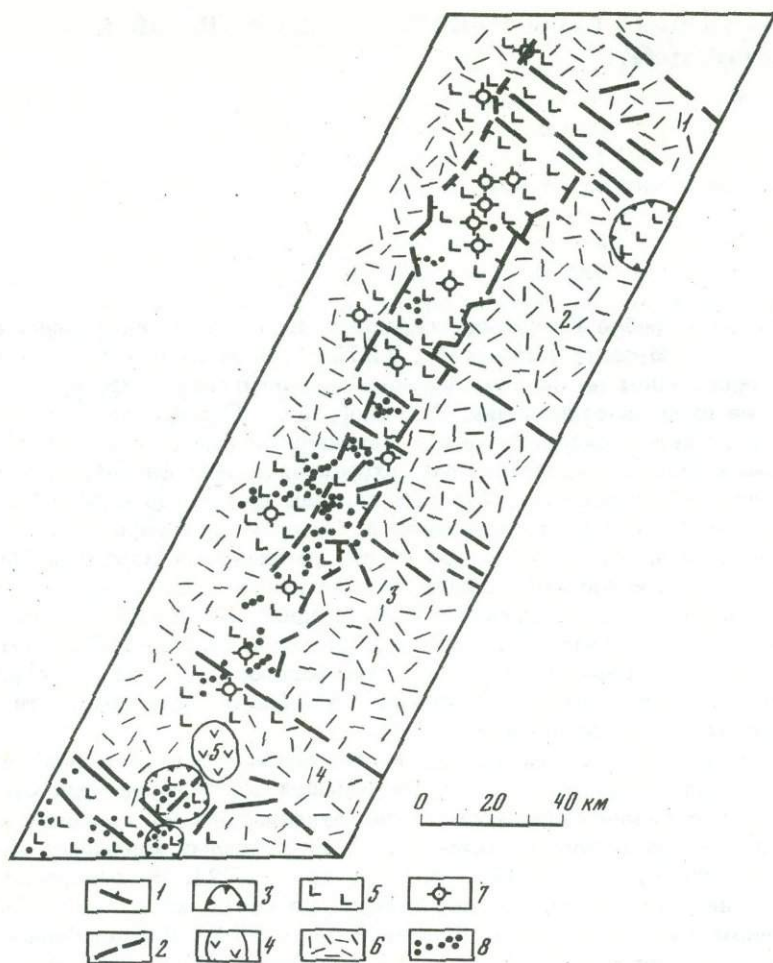


Рис. 23. Схема строения центрального опущенного блока Срединного хребта
 1 - приблизительные ограничения вулканотектонического грабена; 2 - разломы; 3 - ограничения вулканотектонических кольцевых структур; 4 - андезиты; 5 - четвертичные базальты; 6 - поля распространения плиоценовых формаций; 7 - а) вулканы, б) моногенные шлаковые и лавовые конусы

северу от них (см. рис. 4.) На севере блок ограничен серией ступенчатых сбросов широтного и северо-западного простираний, проходящих в бассейнах рек Хайлюли, Сановаям и Ивашки, от более северного поднятого блока, в подоле которого обнажаются меловые толщи.

Внутреннее строение центрального блока несколько неоднородно. В нем можно выделить относительно опущенные и относительно поднятые участки (рис. 23). Наблюдается как бы ундуляция доплиоценового фундамента с юго-запада на северо-восток. По положению кровли верхнеплиоценовых вулкаников в центральном блоке с севера на юг можно выделить блоки второго порядка: относительно поднятый блок в бассейнах рек Хайлюли и Сановаям, опущенный блок в бассейнах рек Начики, Ука, поднятый блок в районе правых притоков р. Еловки и, наконец, самый южный опущенный блок в бассейнах рек Киревны и Белой. Последние блоковые подвижки со значительной амплитудой смещения по крайней мере допозднеплиоценовые. Верхнеплиоценовые и четвертичные вулканические комплексы формируются на весьма неровном рельефе нижнеплиоценовых и более древних образований.

Рассмотрим последовательно несколько участков центрального опущенного блока, соответствующих блоковым структурам второго порядка.

Восточный склон Срединного хребта в бассейнах рек Кунхилок и Шишей (правые притоки р. Еловки)

Стратиграфия и особенности тектоники

Район расположен в относительно приподнятом блоке второго порядка (см. рис. 22). По долине р. Еловки в наиболее глубоких эрозионных врезках Е.В. Дараганом закартированы породы древнего облика, условно относимые к раннему палеогену, и перекрывающие их дислоцированные эффузивы свиты р. Поворотной, также условно датируемые олигоценом. На них несогласно залегают вулканогенно-осадочные прибрежно-морские и морские отложения с фауной моллюсков, сопоставляемые со среднемиоценовой и частично верхнемиоценовой этолонской свитой Западной Камчатки (этолонская свита р. Еловки) [Л.В. Криштофович, 1969; Ю.Б. Гладенков, 1972]. Вышележащие континентальные образования по ископаемой флоре, собранной нами и Е.В. Дараганом, достаточно уверенно сопоставляются с кахтунской нижнеплиоценовой свитой более южных районов Срединного хребта. На большую часть позднего миоцена, здесь, по-видимому, приходится перерыв в осадконакоплении. Перекрывающие кахтунскую свиту вулканогенные отложения, в данном районе, вероятно, верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста, сопоставляются нами с крерукским вулканогенным комплексом (рис. 24).

Прежде чем дать характеристику формационного состава кахтунской свиты и крерукского комплекса, кратко остановимся на особенностях тектоники, анализируя при этом лишь верхнеплиоцен-четвертичный структурный этаж.

В изученном районе он довольно четко подразделяется на два яруса: нижний, включающий кахтунскую свиту, и верхний — крерукский вулканогенный комплекс и четвертичные образования. Породы нижнего яруса обнажены в бортах крупных долин и занимают значительные площади. Они смяты в пологие линейные складки северо-западного простирания с размахом на крыльях от 3 до 7 км.

С юго-запада на северо-восток можно выделить три крупные складки. а) Антиклиналь, вскрытая по оси долиной р. Кунхилок. Размах крыльев этой структуры порядка 7 км. В ядре выходят породы свиты р. Поворотной, на крыльях обнажается кахтунская свита. Структура симметрична, углы падения на крыльях $15-20^\circ$, в зонах разрывных нарушений до $30-40^\circ$. б) Синклинальная структура водораздела рек Кунхилок и Шишей. Синклиналь выполнена породами кахтунской свиты. Наблюдается слабая асимметрия в ее строении: юго-западное крыло более крутое ($20-25^\circ$), чем северо-восточное ($10-15^\circ$). Размах крыльев порядка 6 км. Несколько эксцентрично по отношению к оси синклинали на кахтунскую свиту налегают образования вулкана Кунхилок, относимого к крерукскому вулканогенному комплексу (см. рис. 24). в) Антиклиналь большого правого притока р. Шишей. В размытом ядре структуры обнажается свита р. Поворотной, крылья сложены вулканогенно-осадочной и пирокластической фациями кахтунской свиты. Углы падения на крыльях $15-20^\circ$, размах крыльев около 3 км.

Разрывные нарушения нижнего структурного яруса по простираниям в основном совпадают с направлением складчатости этого времени. Они представлены обычно сбросами с амплитудой от нескольких десятков до первых сотен метров. Сбросы хорошо фиксируются по правому и левому борту р. Кунхилок, здесь они оконтуривают неглубокий грабен, осложняющий пологую антиклинальную структуру северо-западного простирания. Аналогичные разрывные нарушения того же направления прослеживаются вдоль долины р. Шишей. Разрывы сопровождаются зонами дробления и более крутыми залеганиями пород кахтунской свиты. Местами отмечаются крутые флексуры со смещением пластов до 100 м.

Породы верхнего структурного яруса практически не несут пликативных дислокаций. Для этого времени характерны разломы северо-восточного прости-

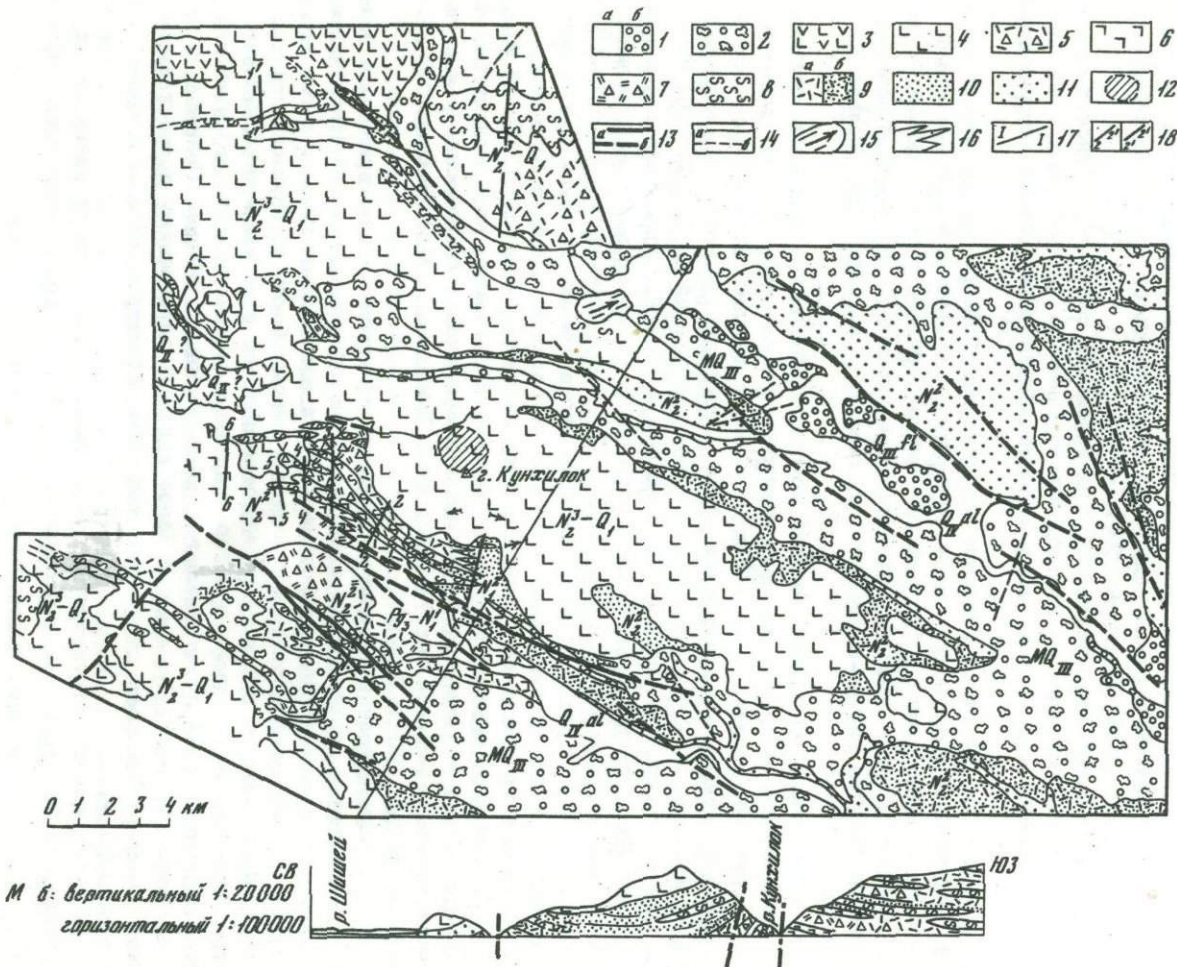


Рис. 24. Фациально-геологическая карта бассейнов рек Кунчулок и Шишей (составлена А.Е. Шанцером с использованием материалов геологической съемки Е.В. Дарагана)

1а - аллювиальные отложения голоцена; 1 - флювиогляциальные верхнеплейстоценовые отложения; 2 - верхнеплейстоценовые морены; 3 - четвертичные базальты; 4 - базальты крерукского комплекса; 5 - базальтовая пирокластика крерукского комплекса; 6 - базальты кахтунской свиты; 7 - базальтовые туфы кахтунской свиты; 8 - игнимбриты; 9 - а) кислые туфы, б) туффиты преимущественно кислого состава; 10 - туфопесчаники и туфоалевролиты; 11 - туфоконгломераты и туфогравелиты; 12 - эруптивные центры; 13 - разломы: а) установленные, б) дешифрируемые по аэрофотоснимкам; 14 - геологические границы: а) установленные, б) проведенные условно; 15 - сейсмоструктурные обвалы и оползни; 16 - фациальные границы; 17 - линия геологического профиля; 18 - линии разрезов, геологические колонки которых помещены в тексте

рания и связанные с ними незначительные блоковые смещения. Сбросы с видимой амплитудой смещения 50–75 м зафиксированы нами лишь на правобережье р. Кунхилок и один сброс со смещениями в первые метры — в верховьях р. Шишей. В основном же преобладают системы трещин растяжения, по которым смещения пластов не происходит.

Характер вулканизма и особенности осадконакопления

Формирование хахтунской свиты совпадает по времени с нижнеплиоценовым этапом развития вулканизма. Неравномерный характер рельефа, активный разрыв поднятий и широко проявившийся вулканизм в начале плиоцена создали предпосылки для образования полифациальных сложных формаций, слагающих хахтунскую свиту в данном районе.

Наиболее полно свита обнажена в левом борту долины р. Кунхилок. Здесь хорошо прослеживается постепенный переход по простиранию (с юго-востока на северо-запад) от разрезов с преобладанием вулканотерригенных фаций через существенно пирокластические к практически полностью эффузивным (рис. 25). В пирокластических разрезах значительную роль играют игнимбри-ты, вплоть до полного преобладания, по сравнению с неспекшимися туфами. При полевых исследованиях удалось провести практически непрерывное прослеживание пластов и пачек вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород по простиранию.

Линии разрезов вынесены на карту (см. рис. 24). Ниже мы даем лишь обобщенную характеристику различных формаций, слагающих хахтунскую свиту.

Сложность фациального состава обуславливает нечеткие скользящие границы между формациями по латерали. Названия формациям в данном случае приходится давать лишь по преобладанию в них тех или иных пород или фаций. С большим осреднением состава можно выделить три основные формации: базальтовую, базальт-игнимбритовую и вулканогенно-осадочную, т.е. вулканогенную молассу. Представляется нецелесообразным вводить более дробные подразделения в ранге субформаций, поскольку из-за частых и резких фациальных переходов объем их был бы крайне неопределенным. Приведем краткую характеристику основных типов разрезов этого сложного латерального ряда, в котором базальтовая составляющая постепенно увеличивается до полного доминирования с юго-востока на северо-запад к оси современного Срединного хребта (рис. 26).

1. Вулканогенно-осадочные разрезы. Обычно циклично построенные толщи, в которых многократно переслаиваются туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты с отдельными прослоями пеплов и единичными маломощными пластами игнимбритов. Наряду с хорошо сменентированными породами прослеживаются тефристые пески и гравийники. Часто наблюдается чередование слоев и линз с косой, косоволнистой и горизонтальной слоистостью. Генезис осадков аллювиальный, аллювиально-пролювиальный и вулканогенно-пролювиальный. Мощность первичных циклов обычно не превышает 0,5–1 м, редко достигает 2–3 м. В самом цикле гранулометрический состав меняется от туфоконгломератов (в подошве) до туфоалевролитов и туфоалевропелитов (в кровле). Иногда в кровле цикла в туфоалевролитах, реже в туфопесчаниках встречаются отпечатки листьев и хвоя. Подавляющее большинство обломков в породах хорошо окатано, весьма пестрого состава: двупироксеновые и плагиоклазовые базальты, пемзовидные андезиты и дациты, плагиоклазы, пироксены, реже амфиболы. Иногда в туфоконгломератах и конгломерато-брекчиях отмечаются окатанные и угловатые обломки перлитов, обсидианов, витролипаритов, кислых туфов.

2. Существенно вулканогенные разрезы (по преобладанию вулканогенных фаций). Переслаивание пачек туфов различного гранулометрического состава — туфопесчаников, туфогравелитов, туфоконгломератов, конгломерато-брекчий. Конгломерато-брекчия, туфоконгломераты и туфогравелиты с косоволнистой, линзовидной и почти горизонтальной слоистостью, по-видимому, относятся к отложениям "сухих" рек. Среди пачек обломочных пород залегают пласты игнимбритов, мощность которых колеблется от 1 до

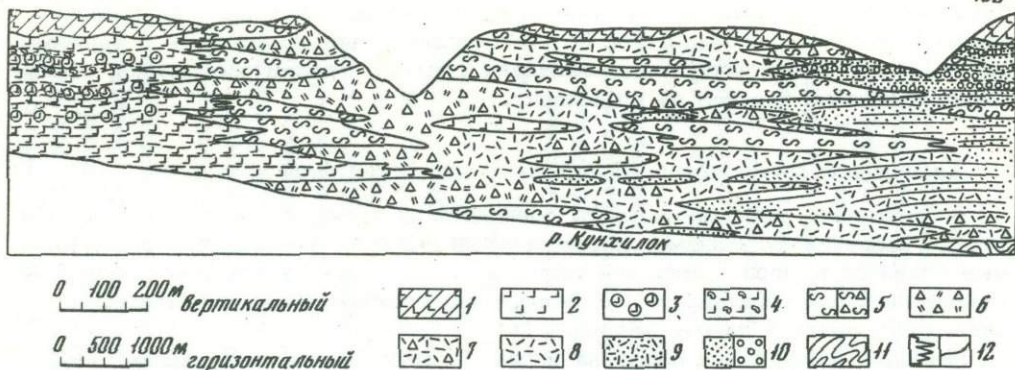


Рис. 25. Схематический фациальный разрез левого берега р. Кунхилок (в районе горы Кунхилок)

1 - базальты крерукского комплекса; 2 - базальты хахтунской свиты; 3 - глыбовые базальтовые потоки; 4 - агломератовые туфы базальтового состава; 5 - фьямме-игнимбриты и грубообломочные игнимбриты; 6 - пемзовые агломератовые туфы; 7-8 - туфы: 7 - псефито-псаммитовые, 8 - алевролитопелитовые; 9 - туффиты; 10 - туфопесчаники и туфоконгломераты; 11 - складчатый фундамент (р. Поворотной); 12 - фациальные границы и границы между комплексами

50 м. За счет выщелачивания мелкопористого стекловатого вещества, образующего многочисленные фьяммеобразные включения, поверхность игнимбритовых скал пористая, кавернозная. Пласт игнимбритов в нижней своей части обычно имеет глыбовую, а в верхней столбчатую отдельность. Основная масса игнимбригов состоит из коричневого флюидального стекла. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже пироксенами, как моноклинными, так и ромбическими и магнетитом; встречаются также обломки двупироксеновых базальтов. Состав игнимбритов дацитовый; состав туфов как дацитовый, так и базальтовый.

3. Существенно игнимбритовые разрезы. В них доминируют дацитовые игнимбриты от слабоспекшихся до лавоподобных. В разрезах всегда присутствует значительное количество неспекшихся туфов, от агломератовых до псаммитовых, обычно дацитового, реже базальтового состава. Встречаются единичные потоки оливинсодержащих базальтов и маломощные пачки тефриидов. Повсеместно встречаются две разновидности игнимбритов: черные, с крупными фьямме обсидиана, и коричневато-бурые, лавоподобные, с мельчайшими фьямме коричневого стекла.

4. Базальт-игнимбритовые разрезы. Характерно переслаивание дацитовых игнимбритов и базальтов. Встречаются взрывные отложения, отложения лахаров и пирокластических потоков. Взрывные отложения представляют собой глыбовые туфобрекчи, часто с целыми блоками пород, сохранившими свою первичную текстуру: слоистые туфы, туфогравелиты и др. Лахары также представлены туфобрекчиями от мелкообломочных до глыбовых, иногда со следами очень слабой сортировки материала и подобием слоистости. Фаши пирокластических потоков всегда в виде пемзовых агломератовых туфов исключительно однородного состава, иногда перемежаются с линзами псефитовых и псаммитовых разностей со слабой воздушной сортировкой материала по гранулометрическому составу.

5. Эффузивные разрезы. Доминируют лавы базальтового состава (пироксеновые и оливинсодержащие базальты) с крайне редкими прослоями агломератовых и псефитовых базальтовых туфов и более кислых, обычно псаммитовых и пелитовых разностей, видимо, дацитовых.

В позднеплиоценовый этап развития вулканизма формируется крерукский вулканогенный комплекс. Породы комплекса слагают верхние части склонов долин и водоразделы, занимая весьма обширные площади. Крерукский комплекс

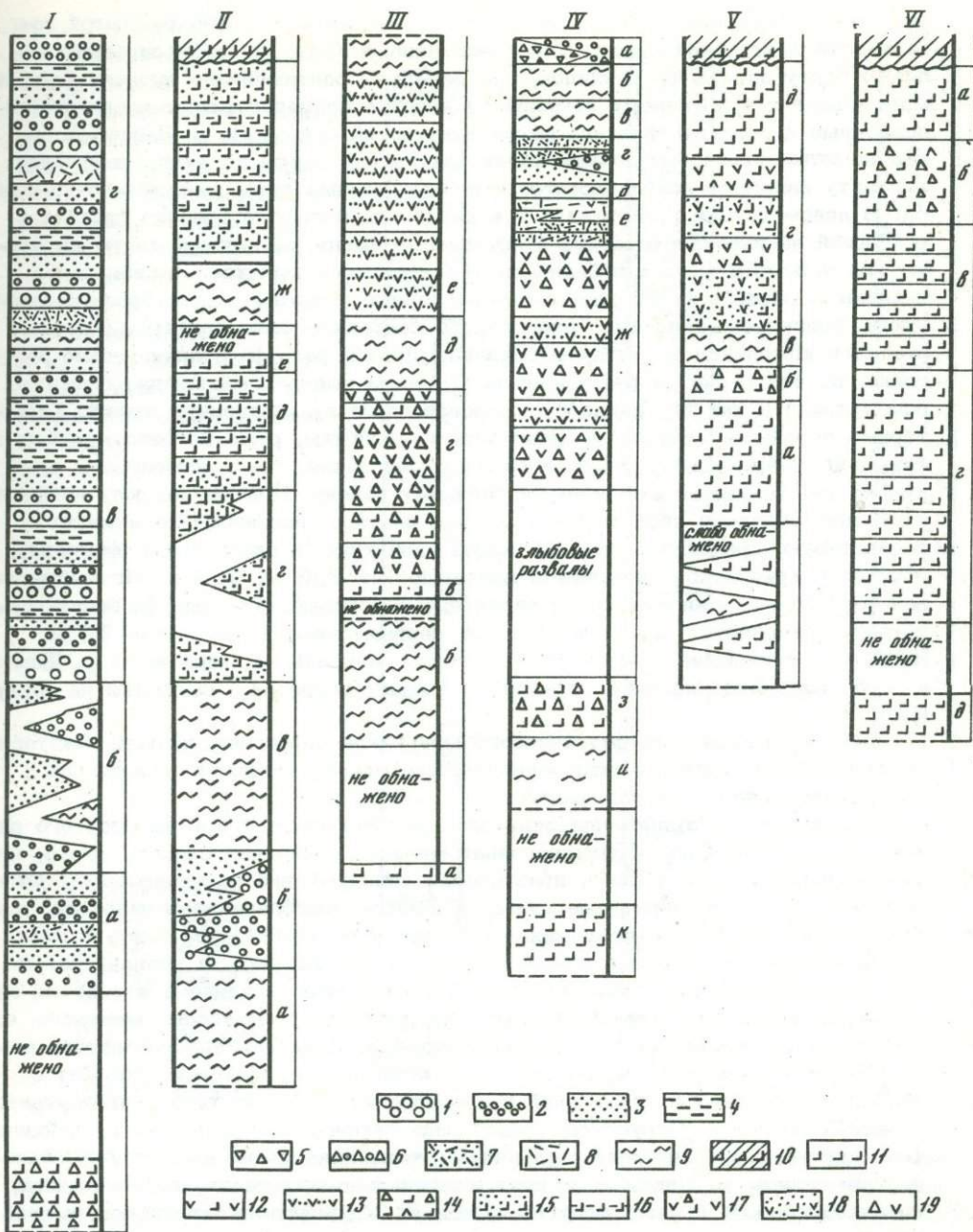


Рис. 26. Геологические разрезы левого борта долины р. Кунхилок (линии разрезов см. на карте, рис. 23)

1 - туфоконгломаты; 2 - туфогравелиты; 3 - туфопесчаники; 4 - туфоалевролиты; 5 - брекчии; 6 - конгломерато-брекчии; 7 - туффиты псефитопсаммитовые; 8 - туффиты алевритовые; 9 - игнимбриты; 10 - базальты крепрукского комплекса; 11 - базальты кахтунской свиты; 12 - андезито-базальты; 13 - андезито-дациты - лавы и мелкообломочная пирокластика; 14 - агломератовые туфы базальтового состава; 15 - псефо-псаммитовые туфы базальтового состава; 16 - алевритовые туфы базальтового состава; 17 - агломератовые туфы андезито-базальтового состава; 18 - псефо-псаммитовые туфы андезито-базальтового состава; 19 - агломератовые туфы андезито-дацитового состава

обычно с небольшим угловым несогласием залегает на слабо размытой поверхности кахтунской свиты. Непосредственные контакты зафиксированы на левом борту долины р. Кунхилок, где базальты одноименного вулкана (относительно также к крерукскому комплексу) несогласно перекрывают вулканогенно-осадочные и пирокластические фации кахтунской свиты. По р. Шишей видно, как на вулканогенно-осадочные фации кахтунской свиты по очень неровному контакту налегают грубообломочные агломератовые туфы крерукского комплекса. В левом истоке р. Кунхилок и в верховьях большого правого притока р. Шишей на пирокластические и эффузивные фации кахтунской свиты налегают как игнимбристы, так и базальты крерукского комплекса. Кровля пород комплекса образует обширные пологонаклонные, местами платообразные поверхности, бронируемые лавами базальтового состава и игнимбристами. Для крерукского комплекса характерны сохранившиеся в рельефе вулканические постройки, но очень сильно разрушенные. В общем выделенный комплекс можно рассматривать как не вполне сформировавшуюся вулканогенную толщу. Характерные породы — базальты и дацитовые игнимбристы, реже встречаются базальтовые агломератовые туфы. Как базальтовые пачки, так и игнимбристы прекрасно прослеживаются по всему изученному району. Причем повсюду наблюдается единообразное трехчленное строение разреза, включающего нижнюю — базальтовую, среднюю — игнимбритовую и верхнюю — базальтовую формации. Мощности крерукского комплекса варьируют от 400 до 500 м. Игнимбритовая формация в зависимости от характера подстилающего рельефа базальтовых потоков изменяется по мощности от первых метров до 100–150 м. Наиболее типичные трехчленные разрезы описаны в верховьях р. Шишей и его большого правого притока. Линии разрезов вынесены на карту (рис. 27).

Анализ приведенного фактического материала позволяет сделать некоторые заключения по ранне- и позднеплиоценовым циклам развития вулканизма и осадконакопления в данном районе.

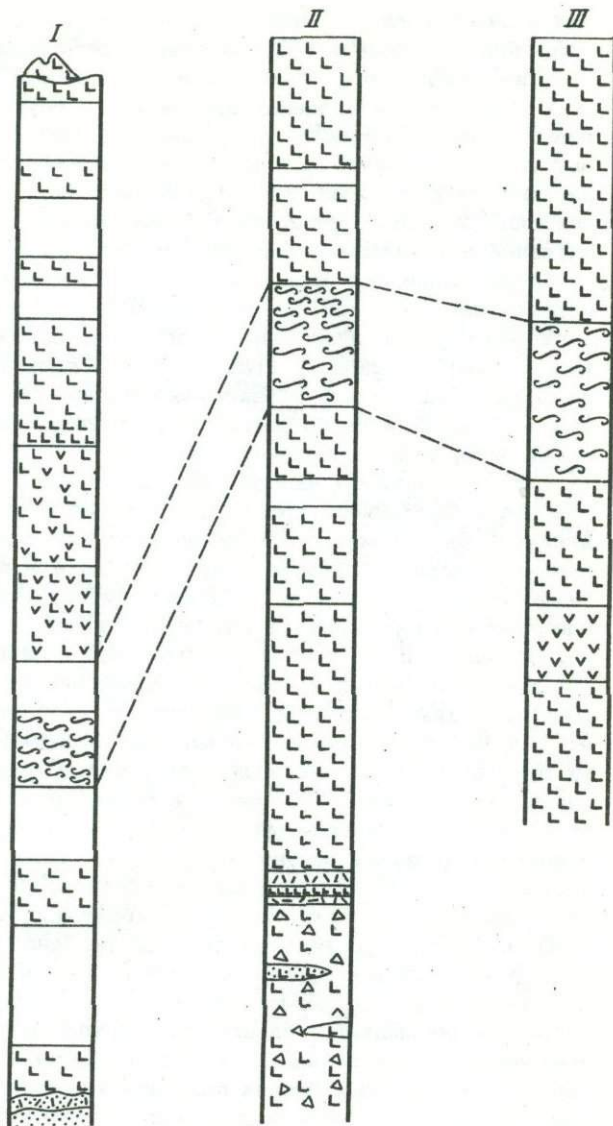
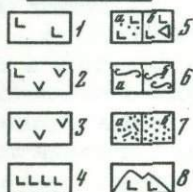
Образование в раннем плиоцене сложного непрерывного формационного ряда базальтовая формация — вулканогенная моласса позволяет сделать вывод, что в кахтунское время, видимо, практически одновременно развивались крупные базальтовые и игнимбристые вулканы. Резкое преобладание в разрезах, расположенных вблизи оси современного Срединного хребта, эффузивов в виде мощных пачек, хорошо прослеживающихся по простиранию, и незначительный процент пирокластики позволяют предполагать существование в это время щитообразных или существенно лавовых стратовулканов. Вулканы, возможно, сопрягались с ареальными базальтовыми зонами. Линейная приуроченность игнимбристов к расколам северо-западного простирания, вероятно, говорит о трещинном характере извержений и образовании структур типа вулканотектонических грабен. Структуры такого рода намечаются по долине р. Кунхилок (см. карту). Одновременные вулканитам вулканогенно-осадочные образования формировались в основном за счет аллювиально-пролювиальных отложений, накапливающихся в межгорных впадинах. Большую роль в осадконакоплении играли вулканогенно-пролювиальные отложения "сухих" рек. Седиментация шла при весьма неравномерном сносе и, скорее всего, пульсационном прогибании впадины, что видно из достаточно четкой, но неравномерной цикличности вулканогенно-осадочной толщи. В межгорные впадины поступало также много ювенильного материала, отлагавшегося в виде прослоев пеплов и пластов игнимбристов, относящихся, видимо, к краевым частям покровов.

Для позднеплиоценового цикла (крерукского) также характерен базальт-дацитовый (базальт-игнимбристый) вулканизм. В цикле можно выделить три фазы развития вулканизма — раннюю базальтовую, игнимбритовую и позднюю базальтовую. В крерукском комплексе при анализе фаций и первичных залегающих вулканитов реконструируются мощные базальтовые щитообразные вулканы. Площадное распространение исключительно лавовых разрезов с практически горизонтальным залеганием потоков может говорить о трещинном ареальном типе базальтового вулканизма, также проявившемся в это время. Центры кистого вулканизма в данном районе не выявляются.

Рис. 27. Разрезы крерукского комплекса в верховьях р. Шишей

1 - базальты; 2 - андезит-базальты; 3 - андезиты; 4 - диабазы (долериты); 5 - базальтовая пирокластика: а) псаммитопсефитовые туфы, б) агломератовые туфы; 6 - игнимбриты: а) слабоспекшиеся, б) лавоподобные; 7 - а) туффиты, б) туфопесчаники и туфоалевролиты; 8 - голоценовые шлаковые и лавовые конусы

м 10 0 10 20 30 40



Вулканиды как кахтунской свиты, так и крерукского вулканогенного комплекса относятся к известково-щелочному ряду. Субщелочных разновидностей базальтов, таких же, как в одновозрастных формациях Восточной Камчатки, не встречено.

Таким образом, в данном районе распространены две контрастные базальт-дацитовые (базальт-игнимбритовые) серии. Нижняя по объему соответствует кахтунской свите и представляет собой непрерывный латеральный формационный ряд от базальтов до вулканотерригенных пород. Формации не имеют четких границ по простиранию, а связываются постепенными фаціальными переходами, что говорит о почти одновременных извержениях как основных, так и кислых вулканов, сопровождавшихся интенсивным сносом обломочного материала в межгорные впадины. Межгорные впадины, видимо будучи достаточно замкнутыми структурами, служили своеобразными "отстойниками" для обломочного материала по пути выноса его в открытые бассейны. В нижней контрастной серии можно выделить три основные формации - базальтовую, базальт-игнимбритовую и вулканогенную молассу.

В верхней контрастной серии, соответствующий крерукскому комплексу, четко выделяются снизу вверх по разрезу три вулканические формации: ниж-

няя — базальтовая, средняя — игнимбритовая и верхняя — базальтовая. Такое трехчленное строение разреза крерукского комплекса наблюдается во многих участках опущенного блока к северу от данного района.

Повсеместно в пределах центрального опущенного блока для позднеплиоценового времени характерны крупные, обычно слабо сохранившиеся базальтовые вулканы и зоны ареального вулканизма. Нижнеплиоценовый и верхнеплиоценовый вулканические циклы разделены перерывом, в течение которого происходили блоковые подвижки и слабая складчатость, связанная в основном с активизацией разломов северо-западного простирания.

Образование как базальтов, так и игнимбритов в позднем плиоцене связано с развитием расколов северо-восточного простирания. Обычно серия таких расколов служила лишь магмоподводящей зоной. Тектонические подвижки по ним в позднем плиоцене практически не происходили, и вулканы крерукского комплекса чаще всего перекрывают их без смещения. В зонах таких разрывных нарушений нередко фиксируются крупные дайки и даже дайковые поля базальтового, реже дацитового состава.

Наиболее мощные лавово-пирокластические разрезы наблюдаются в приосевой части Срединного хребта, возрастают в этом направлении и мощности игнимбритовых покровов. В опущенном блоке исключение составляет самая южная блоковая структура второго порядка — вулканический массив Алней-Чашаконджа. В осевой части хребта фиксируется грабенообразная структура, где вулканизм развивался транзитно от верхнего плиоцена вплоть до голоцена. Наиболее четко грабен транзитно развивается в северо-восточном направлении вдоль оси хребта от левых истоков р. Шишей на юге до верховьев р. Хайлюли на севере. Видимо, разломы, связанные с этой структурой, продолжают и на юг вплоть до вулканического массива Алней-Чашаконджа, но дешифрирование их затруднено из-за мощных четвертичных базальтовых покровов, перекрывающих борта грабена. На севере в бассейне р. Хайлюли в эрозионных врезках (относительно приподнятый блок второго порядка) вскрывается восточный борт грабена, сложенный мощной существенно базальтовой пачкой, по-видимому относящийся к низам крерукского комплекса. Сам же грабен заполнен игнимбритами, причем мощности чисто игнимбритовых разрезов здесь достигают 500–600 м. Распространяясь за пределы грабена, игнимбриты выполняют неровный рельеф базальтовых вулканов. Мощности их постепенно уменьшаются в восточном направлении до полного выклинивания. Спекшаяся пирокластика в свою очередь перекрывается базальтами верхней части крерукского комплекса. Для центрального относительно опущенного блока Срединного хребта характерно в отличие от поднятых блоков практически полное отсутствие игнимбритообразующих вулканотектонических кольцевых структур. Здесь основная масса игнимбритов позднеплиоценового времени связана с формированием центрального грабена и параллельных ему линейных разломов северо-восточного простирания. С такими разломами часто связано образование серий экструзий (бассейн р. Хайлюли) андезито-дацитов с пирокластической мантией, сложенной игнимбритами и распространяющейся на первые километры вокруг таких экструзий. Объемы спекшейся пирокластики здесь несравнимо большие, чем объемы игнимбритов кольцевых структур относительно поднятых блоков.

Таким образом, в позднем плиоцене в центральном блоке Срединного хребта формируется своеобразный аккумулятивный вулканический рельеф, связанный с площадным развитием базальт-игнимбритовой серии. Основной морфоструктурой того времени был широкий вулканический хребет с пологонаклонными, иногда платообразными склонами, бронированными как базальтами, так и игнимбритами. В центральной части хребта располагался линейный грабен, заполненный игнимбритами и более поздними базальтами верхов крерукского комплекса; на восточной и западной периферии хребта развивались отдельные базальтовые щитообразные и существенно лавовые стратовулканы.

Раннечетвертичная эпоха, как и в других районах Срединного хребта, знаменуется излияниями базальтов и соответственно образованием щитовых и щитообразных вулканов и ареальных зон. Вулканизм продолжает развиваться

преимущественно в центральной части хребта, но отдельные крупные вулканы формируются и на его периферии. Особенно широко вулканизм этого времени проявился на севере центрального блока, в бассейнах рек Воямполки, Начики, Хайлюли. Примером может служить крупный Хайлюлинский вулкан и ряд более мелких центров к югу и западу от него, нередко образующих лавовые поля вплоть до осевой части хребта. На западном склоне хребта на этой же широте нижнечетвертичные базальты прослеживаются широкой полосой из бассейна р. Воямполки (Матерой) на юге до сопки Тылеле на севере. Вероятнее всего, это крупные слившиеся щитовые вулканы и, возможно, ареальные зоны.

В более позднее время, по голоцен включительно, вулканизм концентрируется исключительно в центральной части хребта, где он генетически связан с дальнейшим развитием грабена, заложившегося еще в позднем плиоцене. Накопление вулканитов носит резко перекомпенсированный характер: в грабене формируются крупные вулканы и вулканические группы, причем преобладает базальтовый и андезитобазальтовый вулканизм. За счет чрезвычайно интенсивного вулканизма, проявившегося в этой зоне в период от среднечетвертичного времени до голоцена, образовалась вулканическая горная цепь, состоящая в основном из слившихся высоких, существенно лавовых стратовулканов, реже щитообразных вулканов. Средняя высота водораздела этого вулканического хребта 1600–1800 м, а отдельные вершины превышают 2500 м. Следует отметить, что почти повсеместно в центральном блоке цоколем верхнеплиоценовых вулканитов и более молодых образований служат вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи нижнего плиоцена. Несмотря на некоторую ундуляцию цоколя в северо-восточном направлении, в среднем высота его кровли, учитывая неровный рельеф, соответствует отметкам от 300 до 500 м, за исключением крайних южного и северного участков опущенного блока, где происходит сочленение с относительно поднятыми блоками. Почти повсеместно нижнеплиоценовые толщи погружаются под осевую часть Срединного хребта.

Приведенные выше факты говорят о том, что центральный блок Срединного хребта после перерыва в вулканизме, т.е. в позднем плиоцене и в четвертичное время, представлял собой сложное аккумулятивное вулканическое сооружение, в центральной части которого сформировался высокий вулканический хребет. Слабое террасирование речных долин этого района можно объяснить лишь медленным воздыманием за верхний плейстоцен и голоцен региона в целом.

Верховья рек Белой и Половинной (район гор Чашаконджа и Алней)

Изученный район является пограничным между центральным опущенным блоком Срединного хребта и более южным относительно поднятым, представляя собой относительно опущенный блок второго порядка.

Стратиграфическая основа и характеристика разреза

Наиболее древние — это образования вулканогенной толщи, датируемой по сборам макрофлоры (определения А.И. Челебаевой) ранним плиоценом и сопоставляемой с кахтунской свитой. Кахтунская свита в этом районе обнажается в урезах рек и средней части склонов долин Правой Белой и Половинной (рис. 28). Самая нижняя часть видимого разреза на изученной нами площади вскрыта в большом левом притоке р. Половинной и в среднем течении р. Правой Белой. Здесь переслаиваются лавы базальтов, вулканогенно-осадочные и пирокластические породы. Мощность лавовых потоков достигает первых десятков метров, колеблясь обычно от 2 до 5 м. Пирокласты представлены базальтовыми агломератовыми туфами, главным образом средне- и грубообломочными. Разделяя потоки лав, они залегают в виде линз мощностью от 2–5 до 10 м.

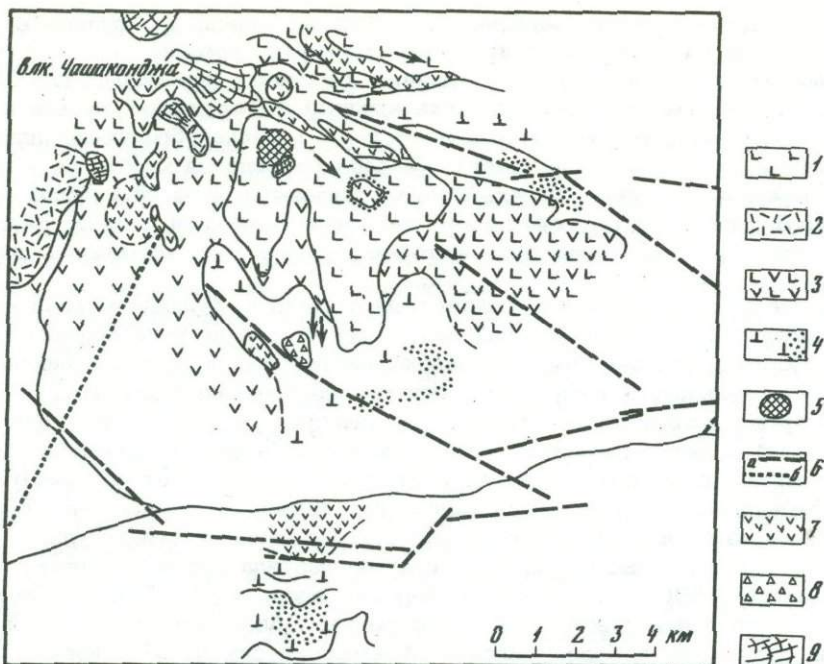


Рис. 28. Схема геологического строения южной части вулканического массива Алней-Чашаконджа

1 - раннеплейстоценовые базальты; 2 - среднеплейстоценовые липариты; 3 - андезитовая верхнеплиоценовая формация; 4 - базальтовая нижнеплиоценовая формация и поля распространения среди нее вулканогенно-осадочных фаций; 5 - эруптивные центры; 6 - разломы: а) установленные, б) предполагаемые; 7 - отдельные оконтуренные экструзии андезитов верхнего плиоцена; 8 - вулканотектонические обвалы; 9 - ледники

Вулканогенно-осадочные отложения вкраплены в эффузивно-пирокластический разрез в виде линз мощностью не свыше 20 м, протяженностью от первых десятков до 100. Представлены переслаиванием туфоалевролитов, туфопесчаников (от мелкозернистых до разнотельных), туфогравелитов с редкой мелкой полуугловатой и полукатанной галькой. Характеризуются субпараллельной линзовидной слоистостью. Судя по структурно-текстурным особенностям, в большинстве случаев это отложения небольших "сухих" речек, реже - озерные. Наиболее характерный и маркирующий признак для нижней части разреза - преобладание среди базальтов плагиофировых (обычно мегаплагиофировых) щелочных разновидностей, образующих мощные (до 50 м) потоки и серий потоков, широко распространенные по площади. В соответствии с определением К-Аг

Рис. 29. Разрезы базальтовой нижнеплиоценовой и андезитовой верхнеплиоценовой формаций, а также раннечетвертичных базальтов в верховьях р. Правой Белой, в правом борту долины

1 - туфоалевролиты; 2 - туфопесчаники; 3 - туфогравелиты; 4 - туфоконгломераты; 5 - конгломерато-брекчии; 6 - пепловые туфы кислого состава; 7 - агломератовые и псефо-псаммитовые туфы смешанного состава; 8 - базальтовые агломератовые туфы; 9 - базальты; 10 - мегаплагиофировые базальты; 11 - андезиты массива Чашаконджа; 12 - андезитовые туфы; 13 - дайки базальтов; 14 - осыпи; 15 - границы раздела между плиоценовыми и четвертичными образованиями

Рис. 30. Разрез левого борта долины р. Правой Белой
(Условные обозначения см. на рис. 29)

Рис. 30

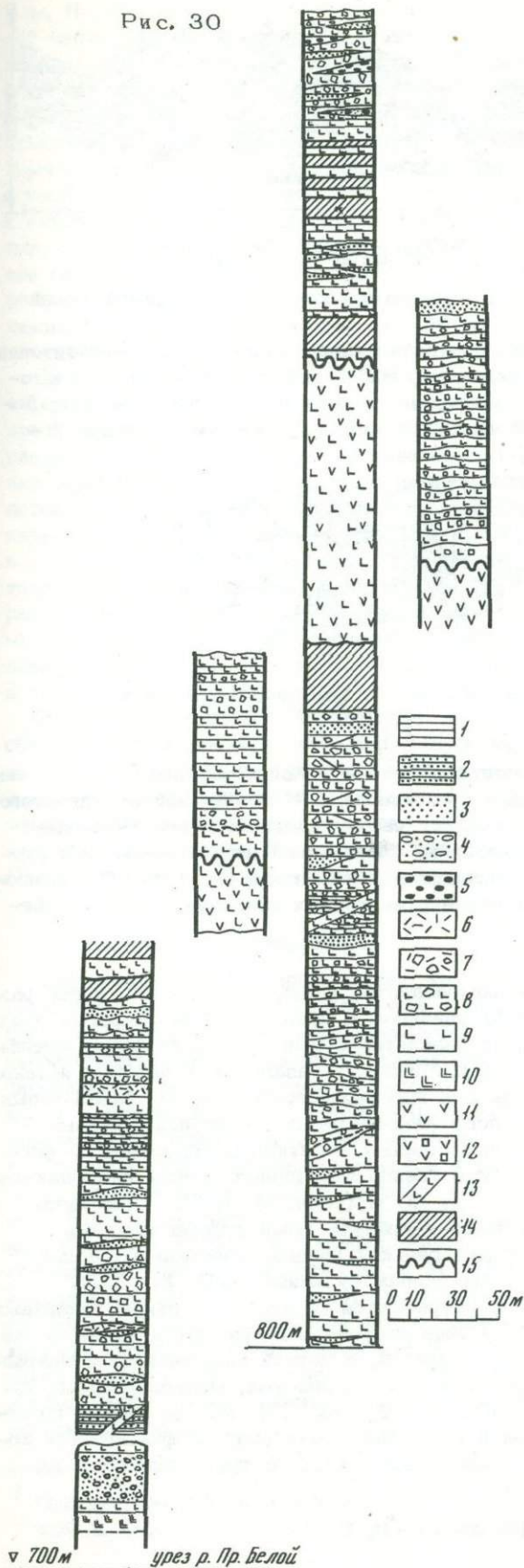
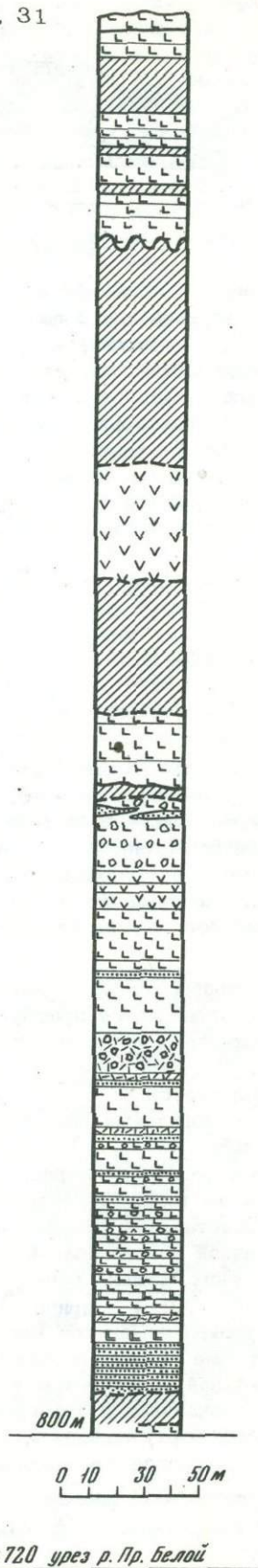


Рис. 31



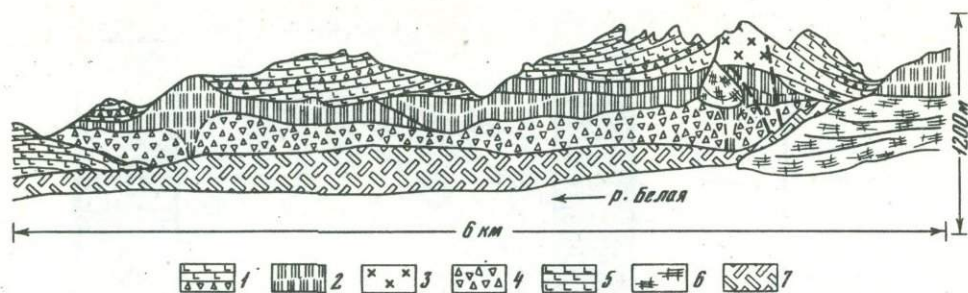


Рис. 31. Схематическая зарисовка разреза правого борта р. Правой Белой (в верхней части долины)

1 - периклинали раннечетвертичных базальтовых вулканов; 2 - андезитовая верхнеплейстоценовая формация (экструзии); 3 - эруптивный центр базальтового вулкана; 4 - андезитовая пирокластика верхнеплиоценовой формации; 5 - базальтовая формация кахтунской свиты (нижний плиоцен); 6 - ледник; 7 - осыпи

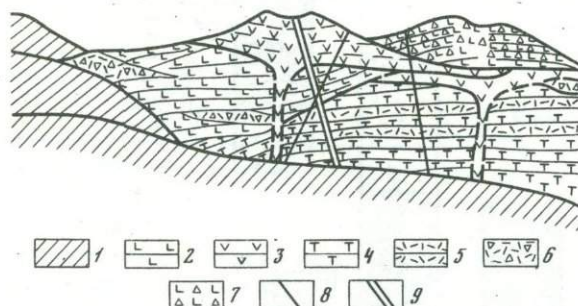


Рис. 32. Разрез-схема левого борта р. Правой Белой в верхней части долины

1 - закрытые участки склонов и дна долины; 2 - нижняя часть андезитовой верхнеплиоценовой формации; 3 - верхняя часть андезитовой верхнеплиоценовой формации; 4-5 - лавы и пирокластика базальтовой нижнеплиоценовой формации; 6 - пирокластика верхнеплиоценовой андезитовой формации; 7 - глыбовые лавовые потоки базальтовых раннечетвертичных вулканов; 8 - дайки базальтов; 9 - дайки андезитов

методом возраст мегаллагиофировых базальтов равен 4 млн. лет¹. Выше разрез становится преимущественно эффузивным, с преобладанием афировых и олигофировых пироксен-плагиоклазовых базальтов с редкими, но довольно мощными линзами тефроидов (рис. 29, 30). Мощности базальтовых лавовых потоков колеблется от 5 до 12 м; иногда они перемежаются с линзами базальтовых агломератовых (см. табл. XI, 4), псефо-псаммитовых, редко псаммитовых (табл. XI, 2, 3) туфов мощностью от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. Кое-где в существенно эффузивных пачках наблюдаются линзы тефроидов мощностью от 5-6 до 20 м (табл. XI, 1, 2). Тефроиды представлены обычно разнозернистыми и гравелистыми туфопесчаниками с редкой полуглобоватой и полуокатанной галькой (фашия субаэральных дельт мелких "сухих" рек, дренировавших склоны вулканов; табл. XI, 3, 5; табл. XII, 4 прилож.). Иногда встречаются маломощные линзы лахаровых туфоконгломератов (табл. XI, 4). Среди тефроидов встречаются также менее грубые осадки, возможно, озерного генезиса, с четкой выдержанной субпараллельной слоистостью в туфоалевролитах, тонкозернистых, мелкозернистых туфопесчаниках и туфогравелитах (табл. XI, 2; табл. XII, 6). На севере по левому борту долины р. Правой Белой в верхней трети разреза фиксируется хорошо прослеживающийся по простиранию пласт кислого туфа мощностью до

¹ Определение С.Б. Смелова, ГИН АН СССР.

2 м. На юге района (правый борт долины р. Половинной, хр. Крюки) в верхней части разреза появляются дациты и игнимбриты; роль вулканокластов возрастает; лавы перемежаются с псефо-псаммитовыми и агломератовыми туфами, их мощность соответственно составляет от 2-3 до 10 м. В туфовых пачках нередки линзы тефроидов мощностью от 2 до 15-20 м. Среди них отмечены фаши субаэральной дельты небольших "сухих" речек (туфопесчаники, туфогравелиты, иногда с мелкой полууголоватой и полуокатанной галькой), а также озерные отложения. Для последних характерно чередование слоев и пакетов туфоалевролитов, от мелкозернистых алевролитистых до разнозернистых, и туфогравелитов. Мощность слоев от 2 до 10 см. Типично присутствие многочисленных прослоев мощностью 0,5-20 см белесых и желтых алевро-псаммитовых пепловых туфов (табл. XI; 2). Видимая мощность нижнеплиоценовых образований варьирует от 400 до 1000 м. В зонах разломов толща локально дислоцирована. Подошва свиты в данном районе не вскрыта.

На неровную поверхность нижнеплиоценовых отложений с размывом ложится сложнопостроенная эффузивная толща (рис. 31, 32), разрезы которой представлены сериями мощных (от 40 до 80 м) лавовых потоков, а также различными экструзивными образованиями (трещинными, купольными). Состав лав варьирует от пироксеновых андезитов-базальтов до роговообманковых андезитов. По объему резко преобладают пироксеновые андезиты, присущие вулканическому массиву Алней-Чашаконджа. Крайне редко среди этих эффузивов встречаются линзы тефроидов мощностью не более 10 м. Мощности данной толщи колеблются от первых метров до 1000 м. В целом она представлена разрушенными, но сохранившими в какой-то степени свою форму экструзивными вулканами. Эти образования мы относим к позднему плиоцену и сопоставляем с крерукским комплексом. Определения абсолютного возраста андезитов в низах и верхах разреза дали соответственно 3,3, и 2,5 млн. лет¹.

К наиболее молодым, но заведомо доледниковым (доверхнеплейстоценовым) образованиям относятся достаточно хорошо сохранившиеся периклинали базальтовых вулканов как на правом, так и на левом борту долины р. Правой Белой, а также, видимо, липаритовые купола южного склона горы Чашаконджа. Базальтовые вулканы несогласно налегают на верхнеплиоценовые эффузивы и на нижнеплиоценовые толщи. Условно они датируются как нижне-среднеплейстоценовые. Максимальные мощности разрезов этих вулканов достигают 500 м.

Особенности тектоники

Изученные вулканогенные толщи, как и в других районах Камчатки, можно объединить в один структурный этаж с выделением двух ярусов - нижнеплиоценового и верхнеплиоцен-четвертичного. Для нижнего структурного яруса, включающего кахгунскую свиту, характерны локальные крутые пликвативные дислокации в зонах разломов и пологие моноклинали с падениями преимущественно в западных румбах (табл. XIII, 1, 2). Наиболее типичны разломы северо-западного простирания. Один из таких разломов фиксируется вдоль долины р. Правой Белой, несколько смещаясь к ее правому борту. Нижнеплиоценовая часть разреза в левом борту долины вадернута по отношению к разрезу правого борта с амплитудой 60-100 м. Вблизи разлома зафиксированы аномально крутые (до 50°) углы падения. Разлом северо-западного простирания, проходящий вдоль левого притока р. Половинной, по-видимому, активно живет и в четвертичное время (вплоть до голоцена). Возможно, с его новейшей активизацией связаны мощные сейсмотектонические обвалы голоценового времени, расположенные в зоне этого разрывного нарушения. При дешифрировании аэрофотоснимков отчетливо видны системы безамплитудных трещин северо-западного простирания, что также может говорить об оживлении этих тектонических нарушений в голоцене.

¹ Определения абсолютного возраста К-Аг методом выполнены С.Б. Смеловым в Лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания связаны с молодым структурным планом. Они прекрасно дешифрируются в верховьях рек Большого Тигиля, Половинной, Крюки, а также на сочленении зоны хребта с Центральной Камчатской депрессией. По отношению к северо-западным нарушениям это более молодая система современного рельефа. Широтные расколы также приурочены к верхнему структурному ярусу. Наиболее четко они прослеживаются в обоих бортах долины р. Половинной, которая в верхней части имеет облик молодого грабена (западная часть Усть-Камчатско-Алнейского разлома). Широтные разломы, возможно, являются сколами, образовавшимися при взаимодействии систем разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний.

Магматизм и особенности осадконакопления

Изученный район представляет собой магматический узел с довольно сложной эволюцией. В раннем плиоцене преобладает базальтовый вулканизм с характерными субшелочными мегаплагифиловыми разностями эффузивов. Вулканогенно-осадочная аккумуляция происходит по периферии зоны базальтового вулканизма. Так, в восточной части района среди выклинивающихся базальтовых пачек залегают линзы горизонтально-, слабоволнисто-слоистых и косо-слоистых мелко-, средне- и разнозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов и туфогравелитов с остатками листовой флоры. Еще восточнее, по данным среднemasштабных геологических съемок, встречаются разновозрастные с ними, судя по ископаемой флоре, вулканотерригенные прибрежно-морские фации, представленные вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. В вышележащих частях базальтового разреза встречаются линзы тефридов, представленные нередко озерными фациями. Следует отметить, что вулканогенно-осадочные образования занимают весьма незначительный объем в сравнении с вулканистами. Процесс континентального осадконакопления здесь, видимо, был угнетен мощной вулканогенной аккумуляцией.

После значительного перерыва в вулканической деятельности, соответствующего тектоническому эпизоду и эпохе размыва, начинает формироваться сложная куполообразная аккумулятивная вулканоструктура с резко преобладающими излияниями андезитов. В целом ее можно охарактеризовать как сложную и длительно развивающийся андезитовый и на завершающих стадиях андезитодацитовый комплекс, в конечном итоге сформировавший огромный купольный массив. Массив состоит из многочисленных экструзивных тел, как линейных (трещинных), так и изометричных (куполообразных). Эволюция их состава в течение времени идет гомодромно — от пироксеновых базальтоидов до пироксеновых (реже роговообманковых) андезитов и дацитов. Существуют центральное ядро, сложенное последовательно образующимися андезитовыми и андезитодацитовыми куполообразными экструзиями, и эффузивы обрамления, образовавшиеся при внедрении магмы по радиальным и кольцевым трещинам (см. рис. 28, 29). Характерно, что по одним и тем же трещинам внедрялась и изливалась на поверхность как базальтовая, так и андезитовая магма различного минералогического состава. От линейных экструзий отходят мощные и достаточно протяженные лавовые потоки, образующие сплошные эффузивные разрезы.

В дальнейшем, уже в четвертичное время, на склонах куполообразного массива развились базальтовые стратовулканы и липаритовые купола.

По наличию мощных пачек мегаплагифиловых базальтов нижнеплиоценовая кахтунская свита района сопоставляется с щалинской свитой. Как в щалинской так и в кахтунской свите вулканогенная часть разреза представлена контрастной базальт-дацитовой (базальт-игнимбритовой) серией вулканистов. В изученном же районе дацитовая составляющая отсутствует и весь разрез сложен базальтоидами. Лишь на юге (ближе к стратотипу кахтунской свиты) в самых верхних частях разреза в небольших объемах появляются дациты. Вышележащему крестовскому комплексу, представленному севернее и южнее также контрастной серией, по-видимому, соответствуют андезиты вулканического массива Алней-Чашаконджа.

Таким образом, в раннем плиоцене уверенно можно выделить две формации — базальтовую и вулканогенно-осадочную. Ввиду того что разрезы находятся в опущенном блоке, мы можем наблюдать только верхнюю часть разреза вулканогенно-осадочной формации. В позднем плиоцене в отличие от других районов опущенного блока Срединного хребта здесь выделяется лишь андезитовая формация.

ЮЖНЫЙ ПОДНЯТЫЙ БЛОК СРЕДИННОГО ХРЕБТА

Быстринский и Срединный хребты в бассейнах рек Крерук, Крюки, Анавгай и Тигиль

В поднятом блоке по ступенчатому воздыманию доплиоценового фундамента можно выделить блоки второго порядка. Рассмотрим сначала приграничный с центральным опущенным блоком блок второго порядка южной поднятой части Срединного хребта. Изученная территория представляет собой поле сплошного распространения неогеновых и четвертичных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, часто сходных по литологическому составу и поэтому трудно-расчленимых (рис. 33).

Стратиграфические предпосылки

По характеру залегания и по палеоботаническим данным выделяются нижнеплиоценовая кахтунская свита и верхнеплиоценовый крерукский вулканогенный комплекс. Стратотипические разрезы этих подразделений описаны нами ранее [Челебаева, 1971б; Шанцер, 1968; Гептнер и др., 1972]. Кахтунская свита — полифациальное образование, в данном районе представлена преимущественно вулканогенными и в незначительных объемах вулканогенно-осадочными фациями. Абсолютные датировки базальтов свиты (4,2–3,8 млн. лет) [Гладенков, Шанцер, 1978] и определения листовой флоры из линз вулканогенно-осадочных пород позволяют уверенно относить ее к раннему плиоцену. Вулканогенно-осадочные как континентальные, так и прибрежно-морские фации свиты распространены преимущественно за пределами изученной площади, в зоне сочленения Срединного хребта с Центральной Камчатской депрессией (данные геологических съемок). Южнее рассматриваемого района на р. Кававле кахтунская свита резко несогласно залегает на среднемиоценовой кававлинской свите [Валов и др., 1978], а в бассейне р. Крерук кахтунская свита несогласно перекрывает кислые туфы, обнажающиеся в небольших эрозионных окнах. Условно эти туфы сопоставляются с кававлинской свитой, также преимущественно кислого состава. Повсеместно кахтунская свита несогласно перекрывается крерукским вулканогенным комплексом, часто налегающим на разновозрастные ее горизонты.

Низы разреза кахтунской свиты наиболее полно представлены в верховьях р. Крерук и по ее правым притокам (рис. 33, 34 см. вкладку, 35). Здесь характерны плотные, реже слабoporистые темно-серые афировые базальты и андезитобазальты, залегающие в виде мощных (до 15–20 м) потоков, часто хорошо прослеживающихся по простирацию. Обычно лавы имеют столбчатую отдельность. Лавовые потоки переслаиваются с пачками массивных базальтовых агломератовых и псефитовых туфов и горизонтально- и линзовидно-слоистых туфоалевролитов и туфопесчаников. По простирацию фациальный состав сильно варьирует: разрезы преимущественно эффузивные сменяются пирокластическими и разрезами с преобладанием вулканогенно-осадочных фаций.

Средняя и верхняя части разреза кахтунской свиты отличаются еще большей пестротой фациального состава. В большинстве изученных разрезов пирокластические и вулканогенно-осадочные фации преобладают над эффузивными. Характерен набор туфов от пелитовых до агломератовых кислого и среднего состава. Существенно пирокластические разрезы описаны по обоим бортам долины ручья Ламутского, а также по р. Крюки и ее левому притоку (см.

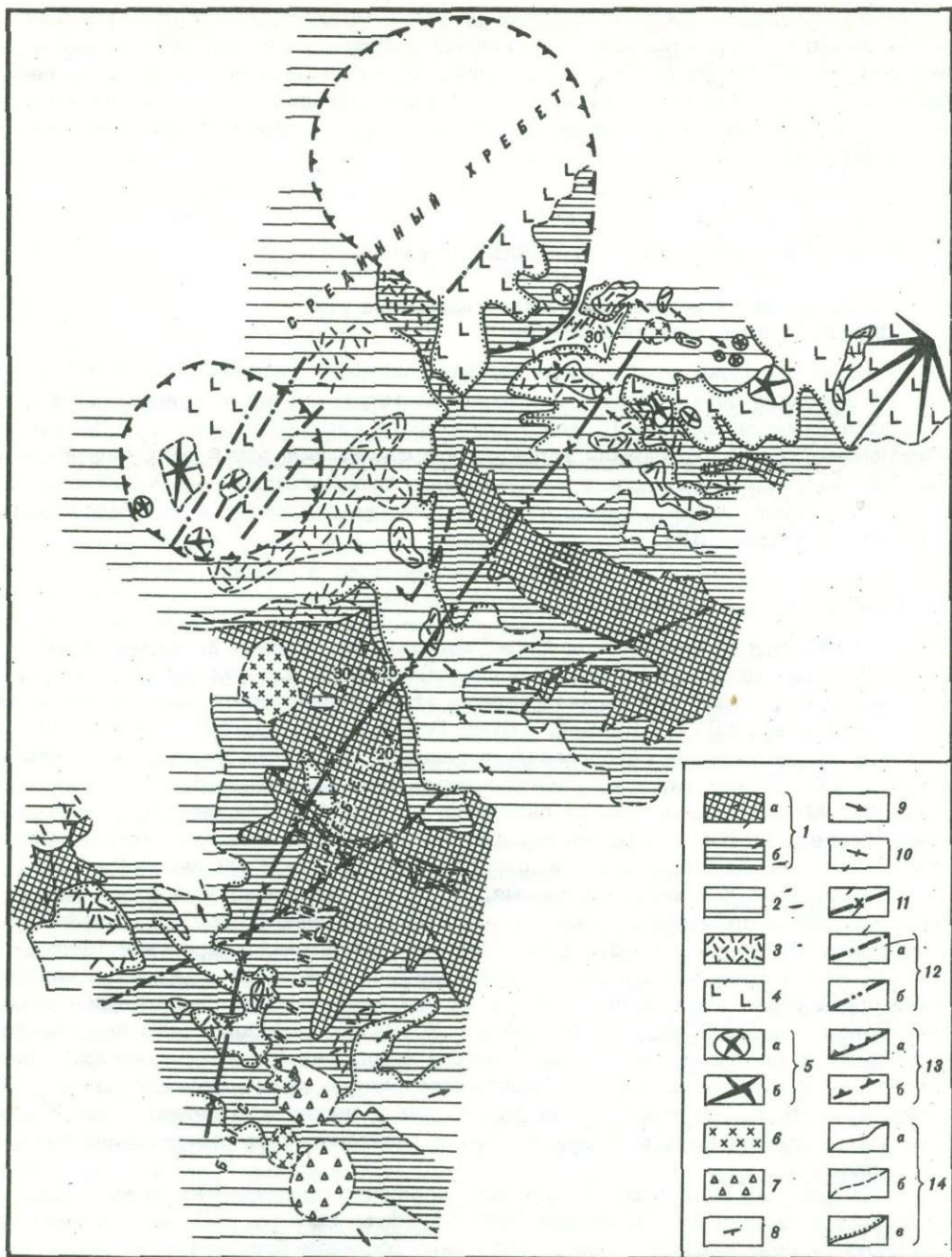


Рис. 33. Схематическая геологическая карта бассейнов рек Крюки, Крерук, Кахтун, Анавгай, Тигиль

1 - формация кахтунской свиты: а) базальт-андезито-базальтовая, б) игнимбрито-дацитовая; 2 - крерукский вулканогенный комплекс; 3 - игнимбриты; 4 - ниже-среднечетвертичные базальты; 5 - а) моногенные вулканы, б) стратовулканы; 6 - экструзии, дацитов; 7 - центры эрупции верхней базальтовой формации крерукского комплекса; 8 - элементы залегания; 9 - естественные углы наклона пластов; 10 - простираения пород; 11 - ось свода; 12 - разломы; а) установленные, б) проведенные условно; 13 - ограничение кольцевых депрессий верхнеплиоценового времени: а) установленные, б) проведенные на основании дешифрирования аэрофотоснимков, 14 - геологические границы: а) установленные, б) проведенные условно, в) несогласные

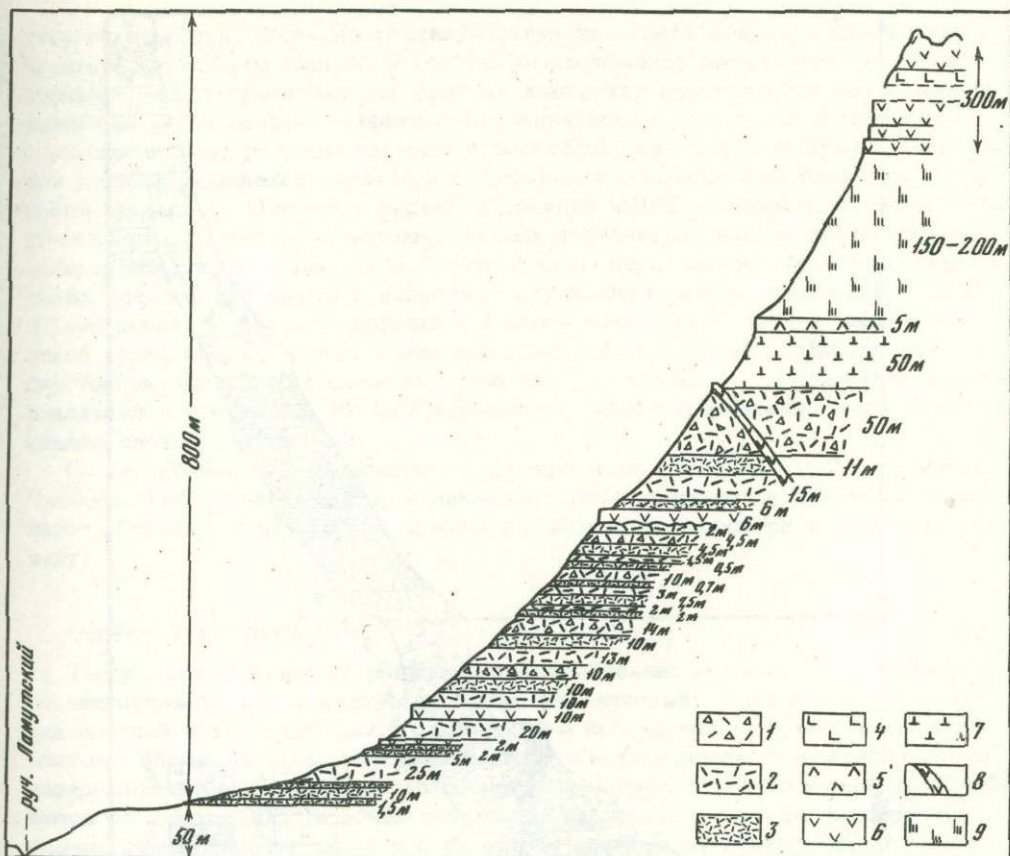


Рис. 35. Характер разреза хахтунской свиты в правом борту долины ручья Ламутского (правый приток р. Крерук). Верхние 300 м разреза - верхняя базальтовая формация крерукского комплекса

1 - агломератовые туфы; 2 - псефитовые и псаммитовые туфы; 3 - алевритовые и пелитовые туфы (туфы преимущественно базальт-андезито-базальтового, реже кислого состава); 4 - базальты; 5 - дациты; 6 - андезитобазальты; 7 - игнимбриты; 8 - дайки базальтов и андезитобазальтов; 9 - задернованный склон

рис. 34, 35). Наиболее типичны для средней части разреза пачки желтоватых и зеленоватых андезитовых и дацитовых туфов, переполненных белесыми и желтыми обломками пемз и пемзовидных эффузивов. Туфы неслоистые или же с грубой параллельной слоистостью. Иногда встречаются прослои ярко-красных лапиллиевых и псаммитовых туфов. Наряду с туфами существенную роль в разрезе играют пачки горизонтально- и косослоистых туфопесчаников и туфоалевролитов, линзовидно переслаивающихся с валунными и галечными туфоконгломератами и конгломерато-брекчиями. Обычно к низам средней части разреза приурочены редкие, но довольно мощные (10-15 м) потоки олигофиловых и порфировидных серых и зеленовато-серых пироксеновых базальтов и андезитобазальтов. Потоки как короткие, быстро выклинивающиеся по простиранию, так и маркирующие, прослеживающиеся на несколько километров по площади. Существенно эффузивные разрезы с большим количеством потоков подобных лав описаны по левобережью р. Крерук. В верхах разреза хахтунской свиты доминируют плотные серые и темно-серые афировые и олигофиоровые существенно плагиоклазовые дациты. Совместно с дацитами встречаются черные и красновато-бурые игнимбриты с черными обсидиановыми фьямме. Также очень характерны для верхней части разреза полосчатые афировые, часто игнимбритоподобные (просматриваются мельчайшие фьямме коричневого

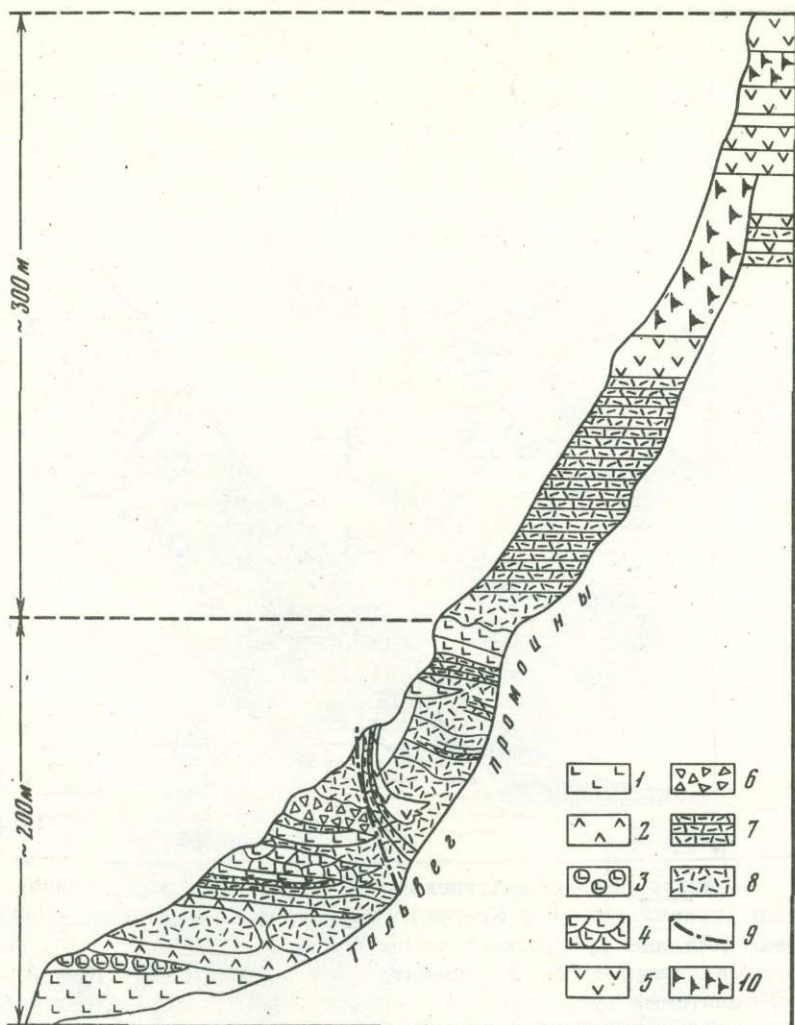


Рис. 36. Разрез левого борта р.Крерук (в верхнем течении). Соотношение верхней части разреза кахтунской свиты (в вулканогенных фациях) с крерукским вулканогенным комплексом (200 м – кахтунская свита, 300 м – крерукский комплекс)

1 – потоки массивных базальтов; 2 – силлы базальтов, андезитобазальтов; 3 – глыбовые потоки базальтов; 4 – глыбовые потоки андезитобазальтов; 5 – базальты и андезитобазальты крерукского комплекса; 6 – брекчии и конгломератобрекчии (лахары); 7 – слоистые туфы и туффиты (в низах видимого разреза кахтунской свиты преимущественно основного состава, в верхах свиты и в крерукском комплексе преимущественно кислого состава); 8 – массивные слабоспекшиеся туфы и игнимбриты; 9 – разломы; 10 – задернованный склон.

стекла) дациты и афировые дациты, насыщенные по всей массе потока обломками светло-серых хорошо раскристаллизованных пироксен-плагиоклазовых эффузивов. В целом фациальный состав крайне невыдержан как в вертикальном разрезе, так и по простиранию. Линзообразно переслаивающиеся пачки туфов замещаются слоистыми туфоконгломератами и туфопесчаниками, а нередко и пачками эффузивов. Мощности кахтунской свиты также крайне непостоянны – колеблются от 1200 до 100–150 м.

Крерукский вулканогенный комплекс в изученном районе слагает преимущественно водоразделы и верхние части склонов долин; от кахтунской свиты отделен стратиграфическим перерывом, а на отдельных участках – угловым

несогласием (рис. 36). По составу кахтунская свита и крерукский комплекс чрезвычайно сходны, однако в крерукском комплексе резко преобладают эффузивы. Лишь в средней части разреза комплекса присутствует значительной мощности линза озерных туффов (на водоразделе рек Крюки и Половинной). Наиболее полные разрезы изучены в бассейнах рек Крерук и Крюки. Для низов разреза комплекса характерны афировые и олигофировые базальты и андезито-базальты. Обычно к верхам и средней части разреза приурочены многочисленные потоки темно-серых плотных полосчатых, иногда игнимбритоподобных дацитов (см. рис. 34). Часто дациты переполнены обломками светло-серых эффузивов. Вместе с дацитами встречаются пласты игнимбритов 10-, 15-метровой мощности с крупными фьямме обсидиана. Венчает разрез комплекса серия потоков серых и зеленовато-серых отчетливо порфирированных гиперстеновых андезито-базальтов и базальтов с крупными прозрачными вкрапленниками плагиоклаза. На юге изученного района крерукский комплекс в основном сложен андезитами.

По материалам палеомагнитного картирования [Певзнер, 1972; Дараган, Певзнер, 1973], а также по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов [Гептнер и др., 1972], крерукский комплекс относится к позднему плиоцену.

Особенности тектоники

Так же как и в других районах, все плиоцен-четвертичные образования объединяются в один структурный этаж, разделенный на два яруса: нижний, включающий кахтунскую свиту, и верхний — крерукский комплекс и все более молодые образования. В кахтунской свите преобладающие простирания пород — северо-западные и северо-западно-меридиональные, а углы их падения колеблются от 10 до 30° (в зонах разрывных нарушений). Иногда фиксируются обычно симметричные складки с размахом крыльев от нескольких десятков до первых сотен метров, с наклоном крыльев до 15–20°. Преобладающие разрывные нарушения — разломы северо-западного простирания. Наиболее значительные разломы такого направления выявлены по право- и левобережью р. Крерук. Это разрывы типа сбросов и сдвигов с неясной амплитудой (амплитуду смещения трудно подсчитать ввиду значительной фациальной пестроты разреза), сопровождающиеся зонами дробления пород шириной несколько десятков метров. Условно принимая отдельные сходные по литологии пачки как маркирующие, мы оцениваем величину смещения пластов вдоль таких разломов в 100–150 м. Чаще встречаются более мелкие разрывные нарушения типа взбросов и сбросов как северо-западного, так и меридионального простирания, с амплитудой смещения от первых до нескольких десятков метров и отдельные протяженные разломы северо-восточного простирания со значительной амплитудой. Большинство из выявленных разломов перекрывается крерукским вулканогенным комплексом. Так, по левобережью р. Крерук в зоне сброса северо-восточного простирания породы кахтунской свиты образуют флексуру с амплитудой порядка 100–200 м и углами падения 40–45°. Флексуру облекают лежащие горизонтально породы крерукского комплекса. В верховьях р. Крюки кахтунская свита дислоцирована дугообразным сбросом, являющимся частью ограничения крупной вулканотектонической структуры. В зоне разлома породы свиты смяты в симметричные складки с размахом крыльев 50–60 м и углами падения на крыльях до 20–30°. По мере удаления от разлома в прекрасно обнаженных бортах долин левых притоков р. Крюки видно, как степень дислоцированности быстро уменьшается до практически горизонтального залегания пород. Пологие складки также отмечены в кахтунской свите по р. Крерук. Так как большинство разломов со значительной амплитудой на изученной территории перекрыто крерукским комплексом или же более молодыми образованиями, то проследить их на значительное расстояние очень трудно. Лишь один сброс северо-восточного простирания удается проследить почти непрерывно на 15–20 км от левых верхних притоков р. Анавгай до среднего течения р. Крюки (см. рис. 33).

Для пород верхнего структурного яруса характерно отсутствие каких бы то ни было пликвативных дислокаций, а также разломов со значительной амплитудой смещения. Углы падения пластов в $5-6^{\circ}$ (иногда $10-15^{\circ}$) объясняются естественными откосами рельефа вблизи вулканических конусов. Вулканиды крерукского комплекса перекрывают неровный рельеф подстилающих толщ, относительные превышения которого колеблются от 50 до 100 м. Изменение углов наклона в вулканогенных толщах, перекрывающих неровный рельеф, можно проследить лишь в лавовых пластах, отложения же тифры ложатся практически горизонтально, перекрывая сплошным плащом все неровности рельефа. Почти повсеместно вулканиды крерукского комплекса разбиты безамплитудными трещинами и сбросами с незначительной амплитудой смещения обычно северо-восточного простирания. Наиболее четко системы таких трещин картируются в верховьях р. Малый Тигиль, где они прослеживаются на несколько километров (см. рис. 33). Отложения крерукского комплекса перекрывают денудационный рельеф поверхности кахтунской свиты, образуя широкую полосу с общим северо-восточным простиранием. Расположение древних вулканов крерукского комплекса в виде цепочки северо-восточного простирания характерно для центральной части Срединного хребта, такое же расположение центров вулканизма наблюдается в северной части хр. Быстринского. Наличие многочисленных хорошо дешифрируемых разломов также преимущественно северо-восточного простирания позволяет говорить, что образование вулканитов в позднем плиоцене связано с мощными ослабленными зонами земной коры (расколы в кахтунском фундаменте) в Срединном и Быстринском хребтах, секущими пликвативные и дизъюнктивные структуры северо-западного и меридионального простираний нижнего структурного яруса.

В северной части хр. Быстринского по изгибам пластов крерукского вулканогенного комплекса намечается пологий свод северо-восточного простирания (см. рис. 33). Непосредственно сводовое изгибание зафиксировано в водораздельных частях долин рек Крерук - Крюки, Крюки - Половинная, Крерук - Анавгай, где породы крерукского комплекса, полого и плавно изгибаясь, образуют углы наклона в $8-10^{\circ}$, тем самым изменяя первичное залегание вулканитов. Иногда сводовые деформации приводят к тому, что породы, имеющие первично-наклонное залегание, становятся практически горизонтально залегающими. Так, на водораздельных участках рек Крерук - Крюки, Крерук - Анавгай сводовые дислокации деформируют восточные склоны древних вулканических сооружений, центры извержения которых находились западнее, в осевой части Срединного хребта. Такие изменения первичных залеганий вулканогенных пород затрудняют реконструкцию древних вулканических центров, так как наклоны пластов на крыльях свода часто принимаются за периклинальные залегания пород крупных щитовых вулканов. Свод рассечен в субширотном направлении молодыми эрозионными врезами рек Крерук, Крюки, Половинная, стекающих со Срединного хребта, протягивающегося западнее свода в северо-восточном направлении. Более низкий по сравнению со сводом основной водораздел указанных рек и чрезвычайно глубокие эрозионные врезы долин позволяют говорить об одновременном росте свода и развитии долин. Таким образом, долины рек по отношению к своду антecedентны, а развитие свода охватывало какую-то часть четвертичного периода. Вполне вероятно также, что свод начал закладываться в позднеплиоценовое время вслед за накоплением вулканитов крерукского комплекса.

Вулканизм и особенности осадконакопления

Ввиду чрезвычайно пестрого фациального состава кахтунской свиты в ней можно выделить лишь сложные формации, состоящие по сути дела из ряда субформаций. Так, в нижней части разреза кахтунской свиты наряду с большим количеством базальтовых и андезитов-базальтовых эффузивов встречается много линз вулканогенно-осадочных пород - туфопесчаников, туфогравелитов и пр. Линзы вулканогенно-осадочных пород распространены среди эффузивов и базальтовых туфов практически по всей площади изученного района и не

могут быть выделены в самостоятельную формацию. Так как по объемам в нижней части разреза все же преобладают базальты и андезито-базальты, мы условно выделяем эффузивы и все сопутствующие им фации, как пирокластические, так и осадочные, в одну формацию — базальт-андезито-базальтовую. Одновозрастные вулканотерригенная и вулканогенно-осадочная формации в континентальных и прибрежно-морских фациях выделяются западнее данного района и представляют собой предгорную молассу, накапливавшуюся в депрессии, ориентированной вдоль начавшего развиваться в начале плиоцена вулканического Срединного хребта. В выделенной базальт-андезито-базальтовой формации иногда встречаются чисто лавовые разрезы или же разрезы с равномерным чередованием пачек туфов и эффузивов. Наиболее характерные породы, образовавшиеся в это время, — афировые, реже порфировидные андезито-базальты и базальты с хорошо раскристаллизованной основной массой (интерсертальные, долеритовые структуры). Базальты переслаиваются с литокластическими разностями агломератовых и псефитовых туфов, состоящих из обломков плагиобазальтов и плагиоандезито-базальтов. В разрезах по правобережью р. Крерук широко распространены отложения пирокластических потоков, состоящих из тесно примыкающих друг к другу округлых обломков серых плагиоклазовых андезито-базальтов, по составу очень сходных с отдельными потоками из лавовых пачек. К верхам разреза нижней формации приурочены потоки мегаплагиофировых субщелочных базальтов с фенокристаллами и сростками желтоватого полупрозрачного плагиоклаза. Смена лавовых разрезов на существенно пирокластические с большим процентом вулканогенно-осадочных фаций в субширотном и северо-западном направлениях позволяет предположить, что вулканические центры нижней формации связаны преимущественно с расколами северо-западного простирания.

По такому же принципу верхнюю формацию кахтунской свиты можно назвать игнимбрито-дацитовою. Накопление больших объемов тефры и вулканогенно-осадочных фаций в это время сопровождалось излияниями дацитов, дацито-липаритов, формированием кислых экструзивных куполов, извержениями игнимбритов. Наиболее характерные породы — лито- и кристалло-литокластические туфы, от агломератовых до целитовых, состоят из обломков роговообманковых и пироксен-роговообманковых дацитов и андезито-дацитов, пемз, а также из обломков кристаллов роговых обманок и пироксенов. В отдельных разрезах (вероятнее всего, на периферии вулканических построек) резко доминируют вулканогенно-осадочные породы — туфопесчаники и туфоконгломераты, в которых обломки и гальки также представлены преимущественно кислыми эффузивами. Среди лав обычно преобладают лейкократовые афировые и олигофировые светло-серые, реже белесые дациты и андезито-дациты с мелкими вкрапленниками роговых обманок. Мощность таких потоков 5–6 м, максимально по простиранию они прослеживаются на 150–200 м. Экструзивные купола сложены белесыми и розовато-белыми липарито-дацитами с редкими вкрапленниками роговых обманок и макроскопически видимыми зернами кварца. Игнимбриты близкого к дацитам состава залегают в виде незначительных по мощности, но довольно частых в разрезе линзообразных тел, всегда совместно с потоками дацитовых лав. Частая смена в разрезах вулканогенных фаций вулканогенно-осадочными (переслаивание туфовых и лавовых пачек с пачками косо-слоистых и горизонтально-слоистых туфопесчаников) говорит о сложном режиме вулканической седиментации — о чередовании периодов мощных вулканических эксплозий с периодами интенсивного размыва и переотложения тефры.

В крерукском вулканогенном комплексе, несмотря на значительную фациальную пестроту, все же достаточно четко можно выделить три формации — раннюю базальтовую, игнимбрито-дацитовую и позднюю базальтовую. Выделенные формации не просто надстраивают друг друга в разрезе, но частично замещают друг друга по простиранию. В отличие от кахтунской свиты в крерукском комплексе по ряду признаков можно реконструировать отдельные вулканы и достаточно длительно развивающиеся вулканотектонические структуры. Так, образование дацито-игнимбритовой формации связывается с развитием двух вулканотектонических кольцевых депрессий в верховьях рек Малый и Боль-

шой Тигиль. Депрессии хорошо реконструируются при анализе морфологии рельефа и дешифрировании аэрофотоснимков. Первая имеет диаметр 5–6 км, вторая – 12–13 км (см. рис. 33). По периметру депрессии окружены поднятиями, сложенными вулканогенными образованиями нижней базальтовой и игнимбрито-дацитовых формаций крерукского комплекса. Довольно часто можно проследить периклинальные залегания вулканитов с наклоном пластов по радиусам от центров депрессий к периферии.

Депрессия в верховьях р. Малый Тигиль заполнена плейстоцен-голоценовыми вулканитами и поэтому слабо эродирована речными долинами. Ввиду этого трудно говорить с должной полнотой о ее геологическом строении. Рассматриваемая вулкано-тектоническая структура имеет в плане четкую кольцевую форму, что особенно подчеркивается огибанием речными долинами ограничений депрессии. Речные долины, видимо, развиваются по ослабленным зонам вдоль кольцевых разломов. Поднятия, окружающие депрессию, имеют вид невысоких гор, сложенных в нижней части склонов базальтами, а в средней и верхней – дацитами и игнимбритами. Вблизи депрессии характерны лавовые разрезы с доминированием серых плотных, часто полосчатых дацитов со следами течения и стекловатой основной массой. Лавы чаще всего афировые, реже олигофировые, с мелкими вкрапленниками плагиоклаза, ориентированными вдоль флюиальности. Отдельные стекловатые флюиальные разности дацитов по текстурным особенностям напоминают игнимбриты, так как в них просматриваются мельчайшие фьямме серого стекла. Многие потоки дацитов насыщены угловатыми, часто оплавленными обломками серых хорошо раскристаллизованных пород типа диорит-порфиритов. Потоки лав переслаиваются с редкими пачками агломератовых туфов, обломки которых представлены андезитами, дацитами и пемзами. По простиранию вулканогенных толщ от депрессии на восток, в бассейн р. Крерук, и на юг, в бассейн р. Анавгай, наблюдается смена лавовых разрезов существенно пирокластическими. С удалением от кольцевой депрессии в разрезах значительную роль приобретают продукты переотложения тефры – туффиты и вулканомиктовые песчаники. В таком же направлении наблюдается и закономерное уменьшение мощностей как в нижней, так и в средней формации крерукского комплекса. Вокруг депрессии наблюдаются периклинальные залегания вулканитов с углами наклона пластов от 5–6 до 12–15°. Отчетливо фиксируется серия радиально расходящихся даек. Дацитовые пачки, распространенные по бортам и на незначительном расстоянии от кольцевой структуры, к периферии сменяются покровами игнимбритов. Игнимбриты частично перекрывают дациты, частично находятся на одном с ними стратиграфическом уровне.

Кольцевая депрессия в верховьях р. Большой Тигиль глубоко эродирована с востока левым истоком р. Крюки, что позволяет изучить ее более глубокие врезы. Восточное ограничение данной вулкано-тектонической структуры фиксируется по дугообразному сбросу, являющемуся, видимо, частью кольцевого разлома, ограничивающего структуру в целом. Сброс трассируется по долине левого истока р. Крюки и прослеживается на юго-запад, в вершину правого истока этой речки, в виде прерывистой линии (см. рис. 33). На севере и северо-востоке, в левых истоках р. Половинной, он перекрыт плейстоцен-голоценовыми вулканами. Вдоль сброса отмечаются зоны дробления и ареалы измененных пород, фиксируется смещение пачки туффитов с амплитудой порядка 200 м. В краевой части кольцевой структуры обнажаются светлые горизонтально-слоистые туфоалевролиты и туфоаргиллиты, переслаивающиеся с пачками грубообломочных туфов, иногда слабоспекшихся. По-видимому, это фации кальдерного озера. Выше по разрезу встречаются маломощные пласты и линзы дацитовых игнимбритов с крупными черными фьямме обсидиана и потоки стекловатых полосчатых, часто флюиальных дацитов. Видимая мощность разреза в краевой части депрессии 300–350 м. В разрезе западного борта депрессии (левый борт долины в верховьях р. Крюки) на базальтовой пачке (нижняя граница ее не вскрыта) залегают мощные потоки серых и темно-серых плотных полосчатых дацитов, часто флюиальных, с отчетливо видимыми следами течений. Дацитовые лавы залегают всегда совместно с игнимбритами

ми. Игнимбриты — красновато-бурого и черного цвета, с тонкими ориентированными фьямме обсидиана и сплюснутыми обломками дацитов и пемз. Афировые стекловатые дациты в виде отдельных потоков или же серии потоков встречаются по всему разрезу вблизи кольцевой депрессии. Они переслаиваются с пачками туфов и отдельными потоками рогообманковых липарито-дацитов. Описанная пачка кислых туфов, лав и игнимбритов, соответствующая средней игнимбрито-дацитовой формации, перекрывается преимущественно базальтовым разрезом. В низах разреза залегают потоки одивинсодержащих базальтов, а верхняя его часть сложена крупнопорфировыми гипестеновыми базальтами, которые в виде мощных покровов прослеживаются на левом борту долины в верховьях р. Крюки.

С юга по правому притоку р. Крюки в разрезах крерукского комплекса, окаймляющих кольцевую структуру, существенная роль принадлежит игнимбритам, залегающим в виде мощных покровов значительной протяженности. Игнимбриты темно-серого и черного цвета, с крупными ориентированными фьямме обсидиана, часто полностью состоят из черного стекла с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза. Игнимбриты залегают на нижней формации, представленной в этой части района серыми и зеленовато-серыми плагиоандезитобазальтами, переслаивающимися с агломератовыми туфами. Выше игнимбритов разрез надстраивается переслаиванием псефитовых и агломератовых туфов с плагиоклазовыми дацитами, встречаются крупные линзы туфопесчаников и туфоалевролитов. Игнимбрито-дацитовая формация перекрывается, а отчасти замещается по простиранию пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезитобазальтами с максимальной мощностью разреза до 400 м. Таким образом, состав лав верхней эффузивной формации на правом и левом водоразделах р. Крюки варьирует от базальтов до андезитобазальтов.

Детальное изучение разрезов двух нижних формаций крерукского комплекса вблизи и внутри кольцевых структур позволяет провести их палеореконструкцию. Как видно из описаний, нижняя часть разрезов бортов депрессии сложена исключительно сериями базальтовых лавовых потоков, распространяющихся на значительные расстояния по радиусам от этих структур. Вероятнее всего, до образования кольцевых депрессий здесь существовали крупные щитовые базальтовые вулканы, возможно смыкавшиеся с зонами ареального базальтового вулканизма. Образование этих вулканов соответствует нижней базальтовой формации крерукского комплекса. Период достаточно длительного поступления базальтовых расплавов в верхнюю часть земной коры создал предпосылки для образования коровых очагов кислой магмы и последующих извержений на поверхность кислых лав и пирокластики. Судя по характеру разрезов средней игнимбрито-дацитовой формации крерукского комплекса, в начале следующего периода развития структуры образовался ряд кислых вулканов, извержения которых носили эффузивный характер при незначительных игнимбритообразующих эксплозиях. Третий этап развития структуры связан с параксизмальными эксплозиями игнимбритов и образованием кольцевой депрессии. Эксплозии, видимо, происходили в виде направленных взрывов, так как основная масса игнимбритовых покровов сосредоточена на востоке и юго-востоке от депрессий. Кольцевые депрессии, по всей вероятности, относятся к структурам проседания. Горизонтально-слоистые туфоалевролиты в разрезе одной из депрессий содержат богатый комплекс диатомовых водорослей. Тонкая горизонтальная, местами ритмичная слоистость и специфический флористический комплекс указывают, что на определенном этапе развития структуры в кольцевой депрессии существовали озерные водоемы. После образования кольцевых депрессий в пределах рассматриваемых вулcano-тектонических структур наступает длительный перерыв в развитии вулканизма. Вулканизм здесь возобновляется лишь в позднем плейстоцене и голоцене, в какой-то степени наследуя древние центры эрупции. Так, в обеих кольцевых депрессиях в это время сформировались многочисленные моногенные вулканы, лавовые потоки которых практически полностью закрыли дно депрессий. Таким образом, развитие подобных вулcano-тектонических структур складывается из следующих этапов: а) образование щитовых базальто-

вых вулканов и ареальных зон; б) период существенно эффузивного кислого вулканизма; в) параксимальные игнимбритовые извержения с образованием кольцевых депрессий; г) незначительный по объему базальтовый вулканизм, возобновившийся после длительного перерыва.

Вулканические центры верхней базальтовой формации крерукского комплекса расположены преимущественно восточнее описанных вулкано-тектонических структур, в Быстринском хребте. Это формация щитообразных и существенно лавовых базальтовых и андезито-базальтовых вулканов. Такие вулканы почти всегда отчетливо дешифрируются по периклинальным залеганиям лав вокруг центра, по изменению мощностей лавовых разрезов от центра к периферии вулкана, по радиально расходящимся и кольцевым дайкам.

Описанные кольцевые вулкано-тектонические структуры развиваются в пределах одного структурного яруса верхнего структурного этажа. Базальтовый вулканизм, проявившийся в начале формирования подобных структур, приводит к образованию групп изометричных в плане щитовых вулканов, представляющих в общем чисто аккумулятивную возвышенность. Тектонические движения, как восходящие, так и нисходящие, или отсутствуют, или проявляются крайне слабо. Последующее образование отрицательных структур по дуговым сбросам неглубокого заложения следует рассматривать как явление приповерхностной тектоники, тесно взаимосвязанной с магматизмом (просадки над магматической камерой и пр.).

Наряду с такими "простыми" вулкано-тектоническими структурами в рассматриваемом блоке, как и в других районах южной поднятой части Срединного хребта, распространены более сложные и длительно формирующиеся купольно-кольцевые вулкано-тектонические структуры. Образование таких структур по времени часто охватывает несколько структурных этажей, и так же длительно, унаследованно, с большими перерывами развивается вулканизм¹. Купольно-кольцевые структуры можно объединять под названием тектоно-магматических, так как наряду с поверхностным магматизмом в процессе их формирования большую роль играют малоглубинные интрузивные тела. Структуры такого типа преимущественно распространены в восточной поднятой части южного блока Срединного хребта (юг хр. Быстринского, хр. Козыревский).

В рассматриваемом блоке подобную структуру второго порядка представляет Анавгайско-Кававлинская (Анавгайская, по В.С. Шеймовичу [Шеймович, 1974]) в районе Быстринского хребта (рис. 37).

Структура в плане эллипсоидной формы ограничена дугообразными разломами, имеющими вид ломаных линий (обычно типа сбросов), которые на отдельных участках обрамления структуры совпадают с региональными разрывными нарушениями: по р. Анавгай — с системой расколов Быстринско-Анавгайского грабена, по рекам Кахтун и Сехлун — с разломами Кроноцко-Тигильской зоны, обновленными в плиоцене и в четвертичное время (см. рис. 5). Размеры структуры: по длинной оси эллипса — 34–35 км, по короткой — 25–26 км. С юга, в районе Козыревского хребта, она граничит с Северо-Козыревской кольцевой структурой, с запада — с Анаунской зоной ареального вулканизма, с севера и северо-востока к ней примыкает ряд вулканических узлов, развивающихся в плиоцене и в четвертичное время; с востока и юго-востока структура ограничена полосой развития прибрежно-морских и континентальных вулканотерригенных отложений плиоцена, протягивающихся вдоль сочленения Срединного хребта с Центральной Камчатской депрессией. В крайнем юго-восточном сегменте, в бассейнах рек Кававли и Шехмана, создается впечатление погружения южной части структуры в пределы Центральной Камчатской депрессии. Анавгайско-Кававлинская тектоно-магматическая структура характе-

¹ Развитие близкой по генезису купольно-кольцевой структуры детально рассмотрено Ю.П. Масуренковым на примере Нальчевской структуры Восточной Камчатки [Масуренков, Комкова, 1978]. Подобного типа структуры на Камчатке рассматриваются также в недавних работах М.М. Василевского [Василевский, 1977] и С.Е. Априлкова [Априлков, Ежов, 1977].

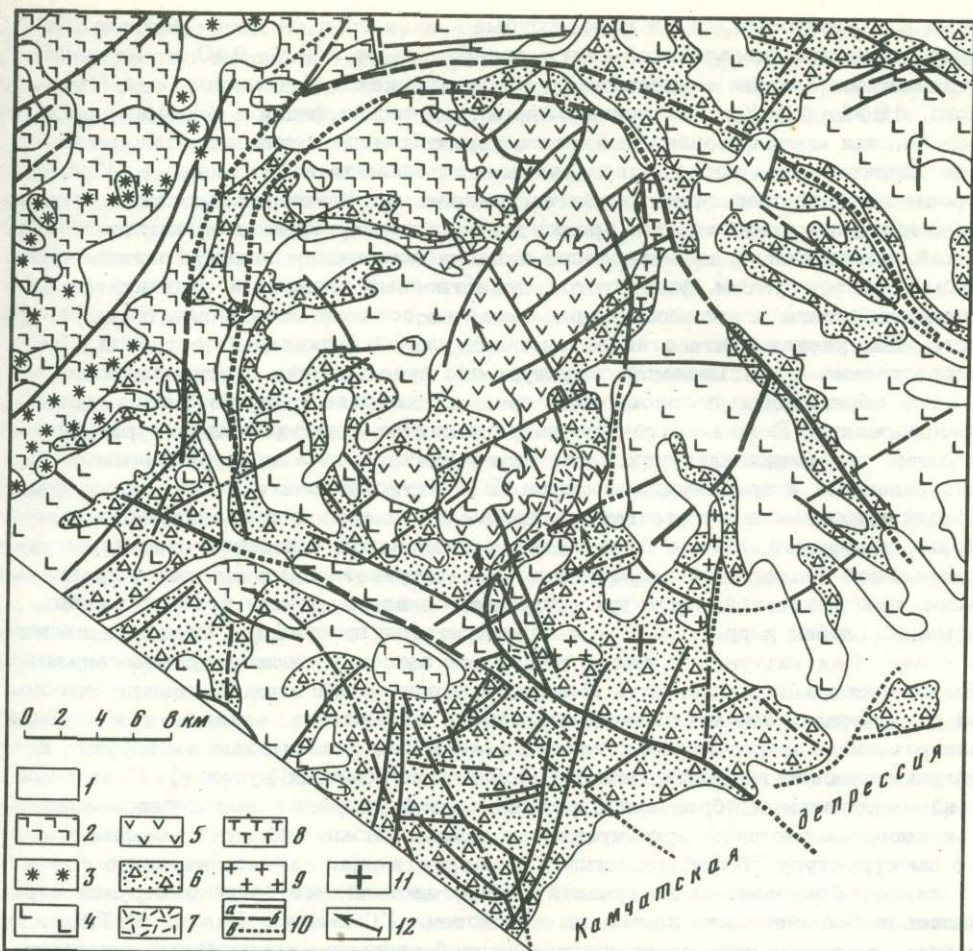


Рис. 37. Геологическая схема Анавгайско-Кававлинской купольно-кольцевой структуры (составил А.Е. Шанцер по собственным полевым наблюдениям, дешифрированию аэрофотоснимков и с использованием материалов геологических съемок среднего масштаба С.Е. Апрелькова, В.М. Гундобина, Б.В. Сляднева, В.С. Шеймовича)

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - верхнеплейстоценовые и голоценовые базальтовые вулканы; 3 - шлаковые и лавовые конусы; 4 - раннечетвертичные базальты; 5 - плиоценовые экструзии и субвулканические интрузии андезитов и диорит-порфиритов; 6 - полифациальная плиоценовая кахтунская свита: базальты, андезиты, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты; 7 - кававлинская свита (средний миоцен): кислые туфы, туффиты, туфопесчаники; 8 - раннечетвертичные интрузии габбро-базальтов; 9 - среднемиоценовые интрузии гранодиоритов; 10 - разломы: а) установленные на местности, б) хорошо дешифрируемые на аэрофотоснимках, в) предполагаемые продолжения разломов под рыхлыми отложениями и под молодыми лавовыми потоками; 11 - предполагаемый геометрический центр кольцевой структуры в среднем миоцене; 12 - направление миграции магматизма от миоцена до голоцена

ризуется сложным поэтапным развитием магматизма, происходящим на фоне тектонической эволюции.

Первый этап развития структуры падает на средний миоцен (нижний структурный этаж в данном районе). Среднемиоценовые образования представлены вулканогенно-осадочной кававлинской свитой, обнажающейся преимущественно в бассейне р. Кававли. Разрез свиты сложен в основном туффитами и туфами озерного генезиса с тонкой горизонтальной слоистостью. Туфы как псамми-

товые и алевритовые, так и более грубые — кислого и среднего состава. Видимая мощность кавалинской свиты колеблется от 50 до 240 м. По палеоботаническим данным возраст ее определяется как среднемиоценовый [Челобаева, 1971а,б]. Кроме осадочно-пирокластических фаций в основном кислого состава, для среднемиоценового этапа характерны интрузии гранодиоритов. Гранодиориты обнажаются на незначительной площади в бассейне р. Шехман. Породы кавалинской свиты слабо дислоцированы. Кавалинская свита, так же как и интрузии гранодиоритов, резко несогласно перекрывается кахтунской свитой, датированной по макрофлоре и палинологическим данным ранним плиоценом. Таким образом, фиксируется существенный перерыв в континентальном осадконакоплении и вулканизме, падающий на поздний миоцен или большую его часть. Кахтунская свита отличается значительной фациальной пестротой. Непосредственно в описываемой структуре она представлена лавово-пирокластическими образованиями основного и среднего состава и вулканогенно-осадочными породами. В юго-восточном направлении по периферии структуры вулканогенные отложения кахтунской свиты замещаются вулканотерригенными континентальными и прибрежно-морскими. В кахтунской свите пликвативные дислокации практически отсутствуют и проявляются лишь в зонах крупных разрывных нарушений. Южнее Анавгайско-Кавалинской кольцевой структуры в Центральной Камчатской депрессии на фоне отрицательных аномалий силы тяжести, присущих этой структуре, фиксируется изометричная положительная аномалия [Зубин и др., 1977], к интерпретации которой мы вернемся несколько позже. Как кахтунскую свиту, так и все вышезалегающие вулканогенные образования можно объединить в верхний структурный этаж. В центре кольцевой структуры, занимающая значительную часть ее площади, вскрываются глубоко эродированные диорит-порфиритовые, андезитовые и дацитовые экструзии и субвулканические интрузии (видимо, корни экструзивных куполов). Поля развития экструзивных образований мозаично разбиты разломами северо-западного и северо-восточного простираний на мелкие блоки, образуя тем самым как бы структуру "битой тарелки". По возрасту они, видимо, частично соответствуют образованиям кахтунской свиты, частично же такие экструзии внедрились в более позднее время, но в плиоцене [Шеймович, Валов, 1972]. С запада и востока поля развития кахтунской свиты и экструзивный комплекс с перерывом перекрываются периклиналями сильно эродированных базальтовых щитовых вулканов. Наиболее крупный из них — вулкан Огонсиглы, расположенный на восточном ограничении структуры. Денудационным процессом вскрыта габбро-базальтовая экструзия, сформировавшаяся на незначительной глубине под вулканом Огонсиглы [Шеймович, 1975], видимо относящаяся к приповерхностным магматическим очагам. Наиболее молодые образования — это голоценовые вулканы, распространенные в северо-западном секторе структуры.

Анализ геологических и отчасти геофизических данных позволяет с некоторой долей условности восстановить историю формирования Анавгайско-Кавалинской кольцевой структуры. Локализация озерных туфов и туффитов большой мощности лишь в этой структуре (южнее, в более поднятых блоках предполагаемые возрастные аналоги представлены другими фациями), реликты дугообразных разломов вблизи выходов кавалинской свиты могут говорить о существовании здесь в среднем миоцене крупного озера внутри вулканотектонической депрессии или кальдеры. Судя по составу озерных туфов, в среднем миоцене преобладал кислый вулканизм. Однако из-за незначительных по площади выходов среднемиоценовых отложений нельзя в должной мере оценить тип вулканизма в это время, тем более что в более южных районах примерно в одновозрастных образованиях развиты и базальтовые вулканы. Положительная гравитационная аномалия на южном продолжении структуры в пределы Центральной Камчатской депрессии может говорить, во-первых, о незначительной мощности чехла рыхлых четвертичных отложений и, во-вторых, о вулканиках, подстилающих их на небольшой глубине. На основании этого предполагается, что ограничение тектоно-магматической структуры в среднем миоцене проходило в области современной Камчатской депрессии. Во время позднего

ценовой складчатости, слабо затронувшей районы Центральной Камчатки, видимо, произошло внедрение гранодиоритовых интрузий. Впрочем, вполне вероятно, что они коагматы кислых кававлинских вулканитов и были эродированы в процессе общего поднятия. Можно условно считать выходы гранитоидов в бассейне р. Шехман геометрическим центром кольцевой структуры среднемиоценового времени. После выравнивания рельефа в конце позднего миоцена начался мощный этап развития плиоцен-четвертичного вулканизма. В начале этого периода синхронно с трансгрессией мелкого моря по Центральной депрессии и с дальнейшим вулканотерригенным осадконакоплением образуются вулканы кахтунского времени и экструзивный комплекс центральной части структуры. Далее по мере медленного куполообразного воздымания в этой части Быстринского хребта, а также после некоторого перерыва в развитии вулканизма формируются крупные щитообразные базальтовые вулканы. Дальнейшее воздымание кольцевой структуры, происходящее синхронно с общим поднятием горста Козыревско-Быстринских хребтов, приводит к образованию мозаики мелких блоков в центральной части, к эрозии как экструзивных куполов, так и базальтовых вулканов и к вскрытию приповерхностных интрузий. Последняя вспышка магматизма в голоцене выражается образованием небольшого базальтового вулкана. Принимая данную модель развития структуры, можно говорить о некоторой миграции магматических центров внутри структуры с юго-востока на северо-запад и о осцилляции магматических очагов. В целом для описанной структуры характерен контрастный магматизм, с перерывами развивающийся от среднего миоцена по голоцен включительно.

В описанных вулканогенных сериях северной части южного поднятия блока Срединного хребта по сравнению с рассмотренными ранее районами наблюдаются некоторые отличия как в составе формаций, так и в типах вулканотектонических структур. Нижне- и верхнеплиоценовые вулканические серии здесь можно рассматривать как контрастные, но в отличие от одновозрастных образований опущенного блока в них нередко существенную роль играет андезитовая составляющая. Среди вулканитов известково-щелочного ряда встречаются редкие потоки субщелочных базальтов. Тем самым увеличивается и сложность формационных подразделений, как это и указывалось в приведенном фактическом материале. Вулканотектонические структуры линейного типа в поднятом блоке повсеместно сменяются изометричными кольцевыми структурами.

Район Козыревского хребта в верховьях р. Козыревки

Особенности магматизма

Данный район относится к блоку второго порядка в системе мозаичной блоковой структуры Срединного хребта (см. рис. 4, 126). В плиоцене и квартере развиваются лишь вулканогенные формации основного, среднего и кислого состава, относящиеся к известково-щелочному ряду. Вулканогенно-осадочные нижнеплиоценовые образования типа предгорных вулканогенных моласс распространены за пределами района по восточному подножию Козыревского хребта. Стратиграфические предпосылки сводятся здесь, к сожалению, лишь к условным сопоставлениям базальтовых и игнимбритовых формаций с аналогичными формациями раннего плиоцена в более северных районах. Имеется, правда, одна датировка реоигнимбрита из верхней части разреза игнимбритовой формации в 2,5 млн. лет (определение С.Б. Сметова, Лаборатория абсолютного возраста ГИН АН СССР). Как и в других районах Срединного хребта, на изученной территории выделяются две формации — базальтовая и игнимбритовая (контрастная серия), предварительно сопоставляемые с аналогичными формациями кахтунской свиты. В период полевых работ основное внимание было обращено именно на изучение названных формаций. С крерукским комплексом, также весьма условно, в этом районе сопоставляются разрушенные андезитовые вулканы, перекрывающие игнимбритовые разрезы и объединяемые в одну андезитовую формацию. Изучение разрезов плиоценовых вулканических формаций в Быстринском и Козыревском хребтах показывает, что с севера на юг

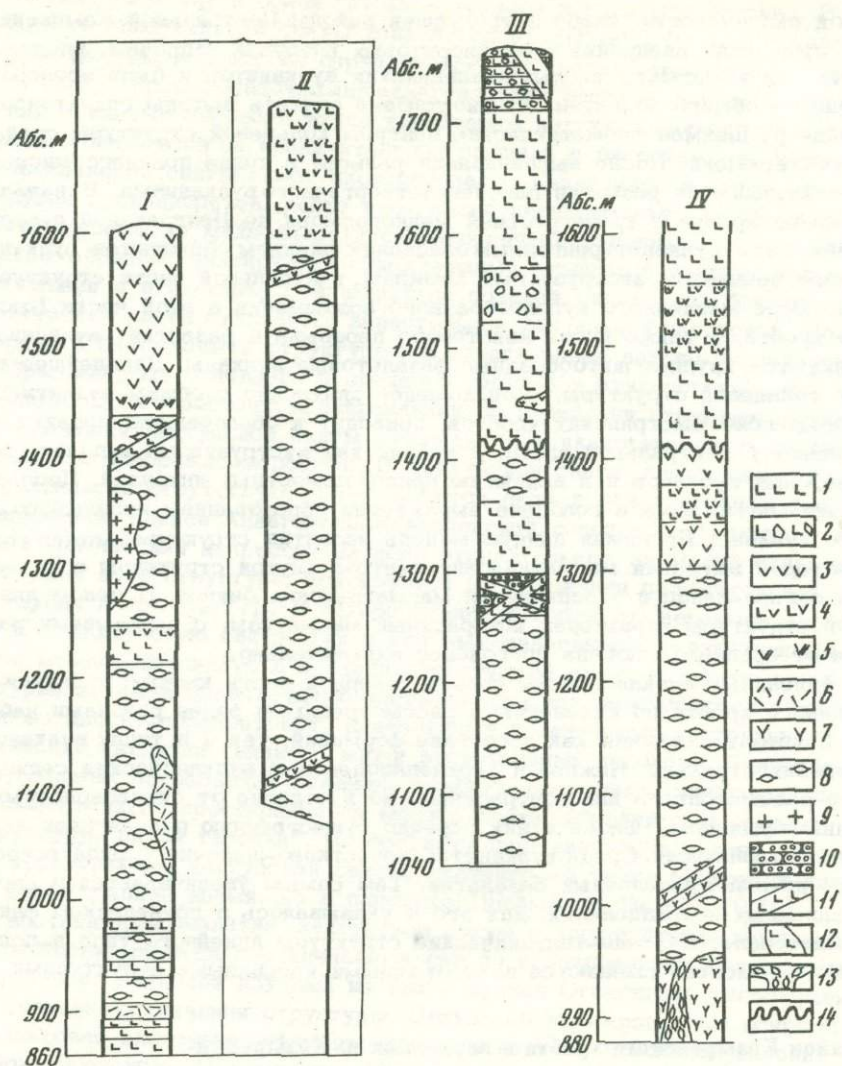


Рис. 38. Разрезы плиоценовых вулканогенных формаций и перекрывающих их четвертичных базальтов в верховьях р. Козыревки

I—III — разрезы правого борта долины р. Козыревки, расстояние между приведенными разрезами 2–3 км; IV — разрез левого борта долины р. Козыревки приблизительно в створе разреза II правого борта

1 — базальты; 2 — туфы основного состава; 3 — андезиты (верхнеплиоценовая формация); 4 — андезитобазальты; 5 — андезитодациты; 6 — липариты; 7 — дациты; 8 — игнимбриды; 9 — диоритпорфириды; 10 — туфоконгломераты, туфогравелиты; 11 — дайки базальтов; 12 — штоки базальтов; 13 — подводящие каналы игнимбритовых извержений (трубки); 14 — граница между плиоценовыми и четвертичными образованиями

по мере воздымания южного блока в целом в контрастной нижнеплиоценовой серии увеличивается объем кислой игнимбритовой формации.

В данном районе игнимбритовая формация представлена мощными покровами, сформировавшимися в результате многократных пароксизмальных извержений. Особенности таких покровов заключаются в том, что нижняя их часть всегда представлена игнимбридами с ярко выраженной грубообломочной структурой, переполненными обломками гранитоидов и дацитов, а также магматических пород более основного состава. По текстурам они резко отличаются (что связано, видимо, с особенностями генезиса) от "нормальных" игнимбридов и поз-

тому названы нами. игнимбриоидами. Верхняя часть покровов слагается уже "нормальными" фьямме-игнимбридами, содержащими также обломки гранитоидов, но в небольшом количестве (табл. XIV). Игнимбритовая формация полностью неоднородна. В описанных разрезах при общем преобладании игнимбритов отмечаются дацитовые и липаритовые потоки и купола, а также единичные потоки базальтов (рис. 38). Базальты появляются обычно в верхних частях разреза формации. Подстилающая игнимбриты базальтовая формация представлена обычно крупнопироксеновыми базальтами. Объем формации трудно оценить, так как нижняя граница ее чаще не вскрыта. Пожалуй, наибольший интерес в данном районе представляют вскрытые глубокими эрозионными врезами подводящие каналы игнимбритовых извержений.

Особенности формирования сложных игнимбритовых покровов и подводящие каналы игнимбритовых извержений

Механизм формирования мощных игнимбритовых покровов неоднократно обсуждался в литературе. Однако описания конкретных подводящих каналов, по которым поступал игнимбритообразующий расплав, встречаются весьма редко.

Чаще всего рассматриваются возможности извержений центрального типа с последующим образованием кальдер либо вулканотектонических депрессий, либо многоканальных (трещинных). Кислый игнимбритовый вулканизм последнего типа описан Ю.П. Масуренковым в Эльбрусской вулканической области на Кавказе, где ему впервые удалось наблюдать верхние части многочисленных подводящих каналов, сложенных лавовым и туфолововым материалом и приуроченных к глубоким линейным разломам [Масуренков, 1957, 1961]. На трещинный характер игнимбритовых извержений указывает С.А. Коттон при описании игнимбритовой дайки и облегающих ее кислых туфов в Новой Зеландии [Cotton, 1952]. Однако Р.Л. Смит ставит под сомнение интрузивный характер этой дайки [Смит, 1963]. Видимо, к близким по генезису секущим телам относятся эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье [Мерлич, 1958], туфовые дайки на Северо-Востоке СССР, в бассейне р. Сейман [Закандырин, 1960], дайкообразные игнимбритовые тела в бассейне р. Хасын [Красильников и др., 1976]. Непосредственно о каналах типа трубок взрыва, связанных с образованием кислых туфов, известно еще меньше. Хр. Офтедаль в сводной статье об игнимбридах и связанных с ними породах [Офтедаль, 1963], по данным различных авторов и собственным наблюдениям, приводит описание брекчий со стекловатым спекшимся цементом в различных районах Норвегии. Такие брекчии отождествляются им с трубками взрыва, генетически связанными с образованием покровов игнимбритов.

При изучении верхненеогеновых вулканогенных образований Козыревского хребта на Камчатке нами были обнаружены игнимбритовые вертикальные секущие тела типа трубок взрыва. Они пространственно и генетически связаны с мощными игнимбритовыми покровами, широко распространенными в этом районе. Толща игнимбритов сложного строения лучше всего вскрыта в верховьях безымянного правого притока р. Козыревки, стекающего с восточного склона горы Козыревки. Здесь на протяжении около 6 км, начиная от истоков, в левом борту долины прослеживается сложный игнимбритовый покров, краткое описание которого приведено ниже.

1. Форма залегания. Игнимбриты представлены светло-серыми, серыми, светло-бурыми, реже светло-серыми с зеленоватым оттенком и желтовато-серыми породами. Образуют покров почти горизонтального залегания, состоящий из ряда "остывших единиц" (пластов). Стратификация в покрове устанавливается по наличию внутри его потоков базальтов, андезитобазальтов, дацитов, витролипаритов (в виде потоков и небольших куполов), единичных маломощных прослоев вулканогенно-осадочных пород.

2. Мощность покрова достигает максимум 700 м. Мощности отдельных базальтовых потоков внутри игнимбритового разреза составляют: минимум — 10 м, максимум — 30–60 м. Мощность прослоя вулканогенно-осадочных по-

род порядка 25 м. Пласты игнимбритов устанавливаются редко из-за недостаточной обнаженности.

3. Текстура. Макротекстура проявляется: 1) трещиноватостью двух направлений — субвертикальной и субгоризонтальной; по первой развивается субвертикальная столбчатая отдельность, по второй образуется мелкоблочковая, средне- и мелкоплитчатая, реже оскольчатая; мелкоплитчатая отдельность связана с субпараллельными флюидальными либо псевдофлюидальными текстурами; 2) наличием во фьямме-игнимбритах зон неправильной формы (волнистые линии, изометричные участки) размером 2x5, 3x5, 6x12 м, состоящих из черного стекла; внутри таких стекловатых участков нередко содержатся сфероидалные и эллипсоидальные тела, сложенные фьямме-игнимбрином; максимальный размер подобных тел достигает 2 м в поперечнике, минимальный — первые сантиметры. Внутри некоторых из них содержатся изометричные ксенолитовые "ядра" (чаще всего базальтовые); размер подобных ядер достигает 0,6 м в поперечнике. В подобных сфероидалных телах с ядрами ксенолитов наблюдается концентрическое расположение фьямме (табл. XV).

Мезотекстура определяется наличием фьямме. Четко выраженная текстура с фьямме наблюдается в подавляющей части разреза игнимбритовой толщи, в том числе и внутри зон черного стекла. Фьямме достигают длины 3–5 см, максимальная их мощность 1–2 см, в среднем не более 0,5 см.

4. Структура во всех случаях наблюдений ярко выраженная грубообломочная. Местами игнимбриты содержат ксенолиты размером до 0,5–0,6 м в диаметре (единичные глыбы 1,5–2 м), представленные как эффузивными, так и интрузивными породами. В целом преобладают обломки размером не свыше 2–3 см. В основании разреза игнимбритовой толщи встречаются участки, где содержание разноразмерных обломков от 2 до 0,5–2 см в поперечнике составляет от 8–10 до 16–18%.

5. Зональность, как правило, вертикальная; выражается, например, в ослаблении степени спекания в подошве и кровле пласта игнимбритов. Макроскопически это проявляется в слабо выраженной текстурой фьямме в подошве и кровле пласта в сравнении с внутренней зоной. Отмечен также случай неоднородности, когда снизу вверх по разрезу текстура в игнимбритах постепенно изменяется от массивной до отчетливой текстуры фьямме.

6. Степень литификации, вторичные изменения. Породы, как правило, массивные, крепкие, как за счет значительной степени спекания, так и за счет вторичного окварцевания. Макроскопически заметны опализация и карбонатизация по густой сетке мелких трещин. Местами отмечены зоны гидротермального изменения мощностью от 5 до 10 м, в которых наблюдается густая трещиноватость с развитием кальцита и хлорита по трещинам.

7. Состав. По химическому составу игнимбриты отвечают дацитам, в верхней части покрова отдельные разновидности — липарито-дацитам. По минералогическому составу резко преобладают плагиоклаз-амфиболовые разновидности. Состав обломков весьма разнороден. Их можно разделить на две группы — ксеногенные и комагматичные (?) игнимбринам. Ксеногенные обломки представлены лейкократовыми гранитами, роговообманковым габбро, диорит-порфирирами, гранодиорит-порфирами, ультрабазитами (редко), пироксеновыми базальтами, полосчатыми липаритами. В целом преобладают гранитоиды. Комагматичные обломки представлены роговообманковыми и плагиоклаз-роговообманковыми гранитами, дацитами и андезито-дацитами. Часто они бывают растащены основной массой игнимбрита. Ограничения обломков нечеткие, носящие характер постепенного перехода от экструзивного дацита к собственно игнимбрину.

Нижняя, наиболее грубообломочная, часть игнимбритового сложного покрова перекрывает серию дацитовых и липаритовых куполов, вскрытых в урезе упомянутого выше безымянного правого притока р. Козьревки. В самых глубоких эрозийных врезях видно, что стратиграфически ниже липаритов и дацитов залегают потоки пироксеновых базальтов. Далее приводится краткое описание самого нижнего по течению фрагмента разреза левого борта долины названного притока р. Козьревки протяженностью 1,5 км, где хорошо видно соотноше-

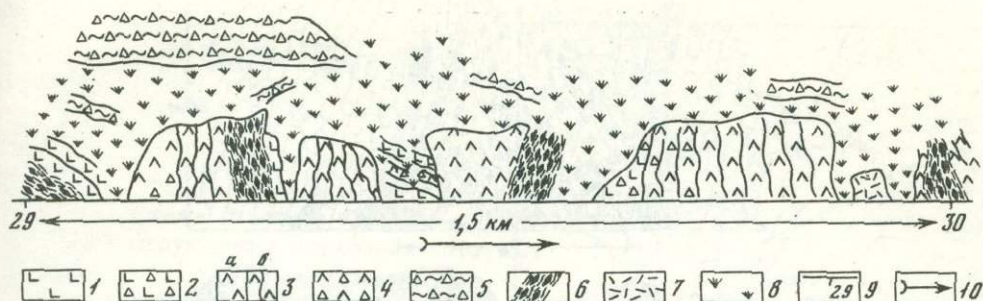


Рис. 39. Фрагмент разреза вулканитов, подстилающих игнимбритовый покров в долине верхнего течения правого притока р. Козыревки, берущего начало со склонов горы Козыревки

1 - базальты; 2 - базальтовые брекчии; 3 - дациты: а) массивные, б) флюидальные ("фьямме-дациты"); 4 - дацитовые брекчии; 5 - игнимбриты покрова; 6 - игнимбриты трубок взрыва; 7 - липариты; 8 - задернованные участки; 9 - номера точек наблюдения; 10 - направление течения реки

ние дацитовых куполов, трубообразных игнимбритовых тел и базальтов, подстилающих игнимбритовый покров (рис. 39). В точке наблюдения 29 обнажаются темно-серые пироксеновые базальты, деформированные, часто залегающие почти вертикально ($70-80^\circ$). Базальты подстилаются в сильной степени гидротермально переработанными игнимбритами. Ниже по течению по неясному контакту базальты граничат с коричнево-серыми дацитами с вертикальной плитчатой отдельностью либо неясной столбчатой. В крайних частях дациты мелко брекчированы. Ширина выхода достигает 80 м. По резкому вертикальному контакту с дацитами граничат крупнообломочные, до глыбовых, брекчии мощностью 40 м. Среди обломков встречаются дациты, пироксен-плагиоклазовые базальты, граниты. Иногда наблюдается слабая вертикальная ориентировка обломков. Цемент брекчии представлен слабофлюидальным игнимбритом; ориентировка флюидальности субвертикальная. По такому же резкому контакту ниже по течению игнимбритовые брекчии граничат с темно-серыми пироксеновыми базальтами мощностью 10 м, сильно деформированными, измененными, с залеганиями, близкими к вертикальным. После перерыва в 10-15 м обнажается сильно измененный дацит с отчетливыми следами течения и складками выжимания; ширина выхода 80-90 м. Далее в неясном залегании наблюдаются отдельные выходы пироксеновых базальтов и дацитов; породы часто брекчированы. Брекчированные базальты контактируют с массивными, реже слабополосчатыми дацитами (ширина выхода 50-60 м), которые ниже по неясному контакту граничат с игнимбритовой брекчией, аналогичной описанной, мощность которой достигает 40 м. После перерыва обнаженности порядка 100 м наблюдаются отдельные выходы брекчированных базальтов и агломератовых туфов базальтового состава с субгоризонтальной слоистостью. Туфы прорваны штокообразным телом дацитового состава. Дациты несут следы выжимания: в краевой части тела они брекчированы, часто имеют тонкоплитчатую субвертикальную отдельность. В центральной части дациты, ширина выхода которых составляет около 180 м, характеризуются вертикальной флюидальностью, неясными текстурами фьямме, блоково-столбчатой отдельностью. Далее среди задернованных склонов зафиксирован лишь единственный выход тонкополосчатых липаритов. Следующее обнажение (точка наблюдения 30 на рис. 39; рис. 40) вскрывает дацитовый купол, прорванный трубообразным игнимбритовым телом. Остановимся более подробно на описании этого выхода (рис. 40; табл. XVI).

В обнажении максимальной высотой над урезом реки до 30 м, с шириной выхода порядка 100 м вскрыты светло-серые дациты с зонами брекчирования и участками с отчетливо выраженной флюидальной текстурой. Следует отметить обилие ксенолитов в дацитах. Обычно это обломки эффузивов андезит-базальтового ряда, реже обломки дацитовых пород и кислых интрузивов. Для дацитов характерны такие макротектурные особенности, как наличие вееро-

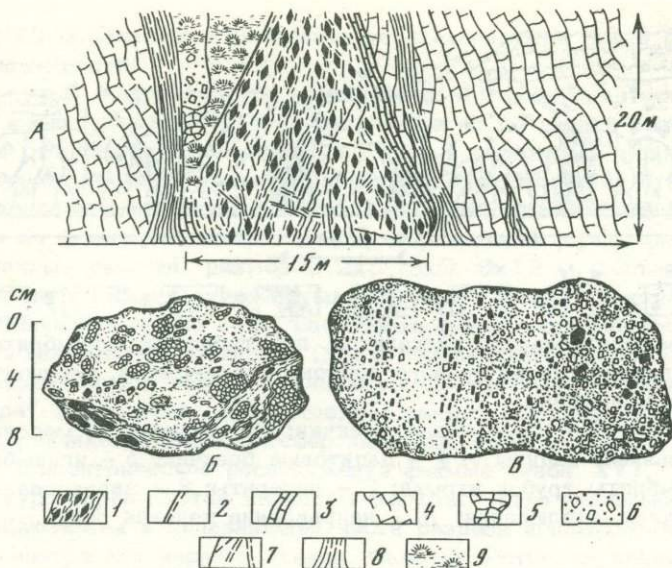


Рис. 40. Игнимбриты трубки взрыва в долине правого притока р. Козыревки
 А - общий вид обнажения с трубкой взрыва. 1 - игнимбрит трубки; 2 - зона эндоконтакта; 3 - зона экзоконтакта; 4 - дациты купола; 5 - дацитовые брекчии; 6 - дацитовый агломератовый туф; 7 - трещины в игнимбритах; 8 - гидротермально измененные дациты; 9 - задернованные участки
 Б - игнимбрит из центральной части трубки, Б' - игнимбрит из зоны эндоконтакта

образной и вертикальной волнисто-изогнутой отдельности; субпараллельная трещиноватость, ориентированная перпендикулярно субвертикальной системе трещин, обуславливает мелкоблоковую отдельность. По составу порода соответствует плагиоклаз-роговообманковому дациту. В верхнем по течению реки конце обнажения наблюдается секущее дациты игнимбритовое тело, похожее на цилиндр, суживающийся кверху. Игнимбриты характеризуются следующими особенностями.

1. Текстура близка к текстуре фьямме. Длинные оси включений ориентированы субпараллельно поверхности ограничения трубообразного тела.
2. Фьямме несколько нетипичные, так как в большинстве случаев уплощены слабо и имеют эллипсоидальную форму. Размеры их колеблются от долей сантиметра до 7-10 см по длинной оси при 4-5 см по короткой. Представлены они светло-бурым хрупким стеклом с многочисленными мельчайшими вкраплениями роговой обманки, плагиоклаза, реже клинопироксена.
3. Основная масса серовато-розового цвета, представлена слабоспекшимися мельчайшими обломками стекла со слабо выраженной флюидальностью; многочисленны кристаллы роговой обманки и плагиоклазов, длинные оси которых ориентированы субвертикально.
4. Ксенолиты равномерно распространены по всему объему трубообразного тела. Средняя величина их закономерно уменьшается от его центра к эндоконтактовым зонам. В центральной части преобладают обломки диаметром 10-15 см, встречаются также отдельные мелкие глыбы (0,3-0,4 м в поперечнике). В краевых участках величина обломков колеблется от сантиметра до долей миллиметра. Представлены амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогранитами, кварцевыми диорит-порфиритами, амфиболовыми дацитами, измененными базальтоидами, реже меланократовыми роговообманковыми габбро.
5. Зона эндоконтакта имеет мощность 30-40 см и представляет собой субвертикально полосчатую породу того же состава, что и игнимбрит центральной части секущего тела. Подобная текстура очень напоминает слоистость в осадочной породе. В данном случае полосчатость обусловлена наличием чередующихся маломощных (0,20-3 см) субвертикальных зон, насыщенных мел-

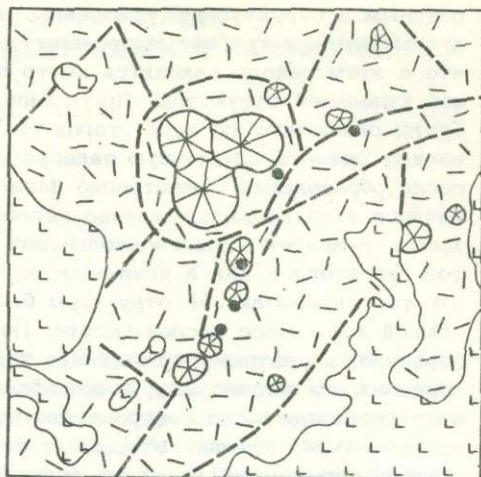
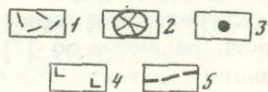


Рис. 41. Схема строения купольно-кольцевой структуры в верховьях р.Козыревки

1 - поля распространения базальт-дацитовой неогеновой серии с мощными покровами игнимбритов; 2 - дацитовые и липаритовые купола; 3 - игнимбритовые трубки взрыва; 4 - четвертичные базальты; 5 - разломы;

кими ксенолитами. В одних зонках присутствуют ксенолиты размером до 0,1-1 см, в других преобладающий размер частиц колеблется от 1 мм до долей миллиметра. Чем ближе к экзоконтакту, тем меньше размер частиц. Следует отметить, что зональность подчеркивается субвертикальной ориентировкой длинных осей ксенолитов, кристаллов роговой обманки и пор, выполненных молочно-белым стекловатым разложившимся веществом. Размер пор колеблется в пределах первых сантиметров - долей сантиметра (табл. XVI, 4; рис. 40В).

6. Зона экзоконтакта мощностью до 1,5 м сильно трещиновата и по трещинам окислена. Линия контакта игнимбрита с дацитами четкая, волнисто-изогнутая. Ни явлений обжига, ни даже какой-либо слабой термической обработки в даците не отмечено. В экзоконтакте дацит местами брекчирован, иногда участками обогащен роговой обманкой. Вне зоны экзоконтакта в краевой части дацитового купола фиксируются окварцованные осветленные дациты с хлоритизированными цветными минералами. Эти гидротермально измененные породы залегают в виде субвертикальных линз непостоянной (1-5 см) мощности.

Следует отметить в игнимбритах секущего тела наличие весьма отчетливо выраженной субвертикальной отдельности, которая, как следует из субвертикальной ориентировки фьямме, обусловлена направлением истечения ювенильного игнимбритообразующего материала. Толщина плиток от первых сантиметров до 10-20 см.

Приведенные характерные особенности строения и состава секущих игнимбритовых трубообразных тел, сходство слагающего их материала с игнимбритами покрова и дацитами куполов свидетельствуют о том, что эти тела суть верхние части подводных каналов, формирующихся при пароксизмальных игнимбритовых извержениях, и, возможно, относятся к трубкам взрыва. В данном случае как дацитовые (ниже по течению реки отмечены и липаритовые) купола, так и игнимбритовые трубки приурочены к системе тектонических трещин северо-восточного простирания. Фрагменты игнимбритовых трубок взрыва отмечены еще в нескольких местах по простиранию этой зоны трещиноватости. Почти всегда они пространственно ассоциируются с дацитовыми и липаритовыми куполами, прорывающими и перекрывающими толщу основного состава. Таким образом, налицо многоканальный вулканизм, продукты которого - дациты, липариты (купола и короткие мощные потоки) и сложные игнимбритовые покровы. Северо-восточнее рассмотренного выше фрагмента разреза с игнимбритовыми трубками, в районе слияния трех верхних истоков р. Козыревки и резкого расширения долины, описана серия сросшихся дацитовых куполов, образующих единый массив до 3 км в поперечнике (рис. 41). По восточному его обрамлению в небольших обнажениях зафиксированы породы, по тек-

стурным и структурным признакам, а также по составу близкие к таковым игнимбритовых трубок. Материалы аэродешифрования позволяют говорить, что в этом районе находится центр крупной, радиусом до 10 км, субкольцевой купольной структуры. Приведенные данные, а также тот факт, что игнимбриты окаймляют со всех сторон выделенный центр кольцевой структуры, позволяют сделать следующую палеореконструкцию. В характеризуемом районе после образования существенно базальтовой нижней пачки видимого разреза начался этап преимущественно кислого вулканизма, который проявлялся синхронно развитию купольно-кольцевой структуры. Большое количество ксенолитов гранитоидов как в игнимбритах, так и в дацитах может говорить о том, что рост куполовидной структуры был связан с внедрением в верхние части земной коры масс кислой магмы. По мере развития структуры на ее крыльях, вероятно, в результате сочетания тектонических и магматических напряжений образовались радиальные, а возможно, и концентрические трещины. Описанную зону трещиноватости северо-восточного простирания мы принимаем за одну из радиальных трещин, отходящих от дацитового массива в центре реконструируемой структуры. В начале формирования системы такой трещиноватости по ослабленным зонам происходил достаточно медленный подъем кислой магмы, приведший к возникновению на поверхности серии лавовых куполов и потсков. Углубление и расширение системы трещин привели в какой-то момент к быстрой дегазации магматической камеры. Это, видимо, и послужило причиной образования многочисленных игнимбритовых трубок взрыва вдоль уже существовавших трещин и быстрой подачи по ним на поверхность игнимбритообразующего расплава. О возможности мощных приповерхностных взрывов во время возникновения трубок свидетельствует огромное количество крупных обломков пород вмещающего фундамента и затвердевших участков магматической камеры (особенно в нижней части игнимбритового покрова), представленных гранитами, диоритами, дацитами. Вполне вероятно, что в дальнейшем по этим трубкам взрыва происходило более спокойное истечение ювенильного материала, формировавшего верхние горизонты покрова.

Таким образом, в данном районе мы наблюдаем случай многоканального игнимбритового вулканизма, генетически связанного с образованием трубок взрыва, приуроченных к линейным трещинам. Предлагаемая палеореконструкция — лишь один из наиболее вероятных вариантов.

Приведенные примеры различных разновозрастных вулканических формаций и вулканогенных моласс в целом дают представление о некоторой общей направленности развития вулканического и тектонического процесса в позднем кайнозое для всей Камчатки. Однако в зависимости от локализации формаций и формационных рядов в определенных тектонических блоках и от приуроченности их к различным вулканотектоническим структурам наблюдаются вариации как в их составе и строении, так и в объеме.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИКИ И ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Как показано выше, блок Восточной Камчатки, ограниченный диагональными разломами, на протяжении всего кайнозоя был тектонически наиболее активным. Это, видимо, объясняется его приграничным положением с районом, который в ходе кайнозойской истории постепенно приобретает черты океанической структуры (северо-западная часть Тихого океана). Центральное поднятие в доплиоценовое время представляет собой долго и сложно развивающийся антиклинорий, где на определенных этапах формируются как тектонические, так и тектоно-аккумулятивные вулканические структуры и вулканические возвышенности. Вслед за наиболее крупной поздне-верхнемиоценовой эпохой выравнивания начинается формирование современных морфоструктур. Лишь предположительно можно говорить о некоторой унаследованности современных морфоструктур по отношению к более древним. Так, Срединный хребет в какой-то степени соответствует части Центрального антиклинория, Центральная Камчатская депрессия — Центральному прогибу, заложившемуся в миоцене. Но унаследованно, направленно развивающиеся до настоящего времени структурные элементы начинают формироваться лишь после общего позднемиоценового поднятия, сопровождавшегося частичной инверсией рельефа и последующим его выравниванием.

Вулканизм на Восточной Камчатке проявился лишь при развитии палеоцен-олигоценового геосинклинального прогиба. В дальнейшем вплоть до плиоцена Восточная Камчатка оставалась невулканическим районом. Определяющая причина, обусловившая особенности позднемиоценовой орогении и последующей мощной вспышки вулканизма, продолжающейся от плиоцена по настоящее время, — заложение глубинного разлома типа крутого надвига, контролирующего в дальнейшем развитие Курило-Камчатского желоба. Глубинный разлом отграничил орогеническую структуру Камчатки от структур северо-западной части Тихого океана, сформировавшихся как собственно океанические в процессе длительной эволюции в течение всего кайнозоя. Условно рассматривая Камчатку от п-ова Камчатский мыс на юг как висячее крыло надвига континент-океан, можно в ее пределах выделить передсвую часть надвига — территорию Восточной Камчатки — с преобладающими деформациями сжатия и Центральную Камчатку — тыловую часть надвига, испытывающую в основном деформации растяжения. Естественно, имеются в виду преобладающие деформации, так как и в той и в другой зоне процессы сжатия и растяжения во времени неоднократно сменяют друг друга. Западная Камчатка продолжает в течение позднего миоцена оставаться зоной тылового прогиба между Охотской плитой и подвижным краем континента, причем прогиба, находящегося в стадии замыкания. В это время на Восточной Камчатке происходит интенсивная складчатость с образованием надвигов восточной ориентации (они могут рассматриваться двояко: как структуры гравитационного соскальзывания или как дизъюнктивы более низких порядков по отношению к глубинному разлому). С востока на запад степень дислоцированности пород резко падает. И если на Восточной Камчатке породы часто смяты до плейчатости, то в районах Центральной и Западной Камчатки фиксируются лишь пологие пликативные дислокации.

Интерпретация глубинного разлома как надвига весьма условна. Синтез фактического материала по поверхностной тектонике и вулканизму позволяет

делать лишь эмпирические обобщения. Так, по характеру разрывной тектоники и интенсивности вулканизма можно уверенно говорить лишь о поверхностных зонах преимущественного растяжения или же сжатия в определенные моменты геологической истории, но не более. То, что выделенные зоны отвечают тыловым или же фронтальным частям глубинного надвига, рассматривается лишь как один из возможных вариантов. В принципе это можно объяснить и другими факторами в зависимости от того, какой придерживаться геотектонической концепции (фиксизма, новой глобальной тектоники, неомобилизма) и какие причины тем самым считать ведущими при образовании глубинных разломов. Особенности развития тектонических деформаций и вулканизма на Камчатке в позднем кайнозое можно рассматривать с позиций поддвига океанической плиты в зоне глубинного разлома [Леглер, 1977], или же с позиций гипотезы глубинных шарьяжей [Пейве, 1975; Книппер, Руженцев, 1977], или в концепции развивающегося рифта [Ермаков и др., 1974]. Причём все перечисленные геотектонические построения могут быть в одинаковой степени правомерны, так как основаны преимущественно на данных глубинной геофизики, интерпретация которых, к сожалению, пока далеко не однозначна.

Рассматривая глубинный разлом, заложившийся в позднем миоцене, как надвиг, мы отдаем себе отчет в том, что в дальнейшем (в позднем плиоцене и в квартере) тектонические движения в его зоне могли носить и иной, более сложный характер. Изучение характера морфологической тектоники в зоне сочленения горста кр. Кумроч с Центральной Камчатской депрессией [Шанцер, Тихонов, 1967; Цикунов, Петров, 1972] показало, что разломы, развивающиеся в этой зоне в течение позднего кайнозоя (по крайней мере от миоцена до плейстоцена), постепенно трансформировались из взбросов и крутых надвигов в сбросы. Можно предположить, что и в зоне глубинного разлома, который в период позднемiocеновой орогении, по всей вероятности, действительно представлял собой крутой надвиг или взброс, в дальнейшем движения частично стали носить сбросовый характер. В этом варианте разломы, ограничивающие с востока Камчатскую депрессию, можно было бы считать сбросами второго порядка по отношению к глубинному разлому. Локальные сбросовые движения в зоне глубинного разлома в какой-то степени может подтверждать образование односторонних горстов Восточного хребта и хребтов Козыревского и Быстринского, восточные склоны которых опущены по направлению к океану (рис. 42). Как подтверждение этого предположения можно рассматривать и дифференцированные движения океанического побережья Восточной Камчатки, где на участках заливов (Камчатский, Кроноцкий) в плейстоцене происходят

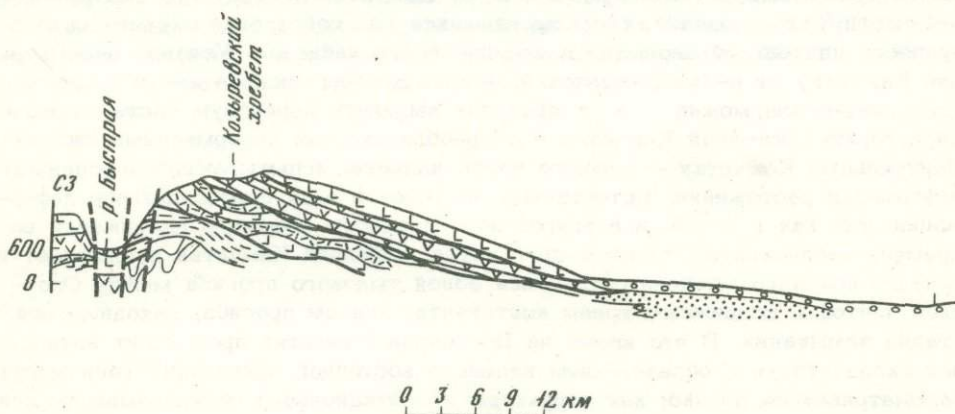


Рис. 42. Схематический геологический разрез через грабен р. Быстрой, Козыревский хребет (односторонний горст), Центральную Камчатскую депрессию, Асхачный увал и хр. Тумрок (односторонний горст)

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - верхнечетвертичные и голоценовые лавы побочных кратеров вулкана Толбачик; 3 - нижнечетвертичные лавы ("платобазальты"); 4 - тумрокско-кренукский вулканогенный комплекс (верх-

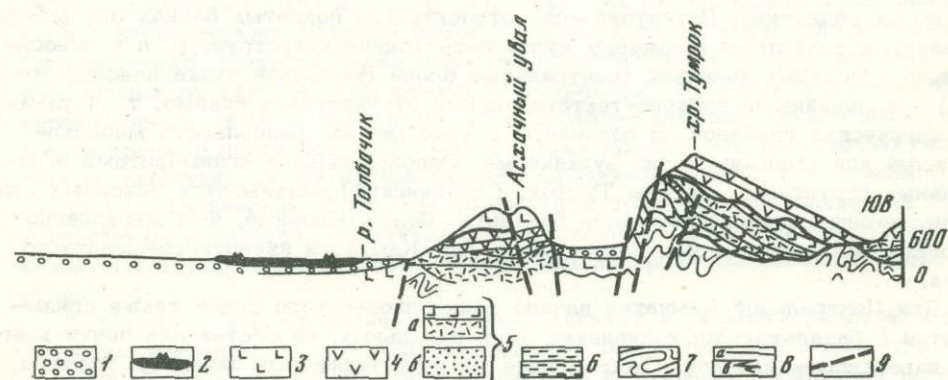
местные опускания, а на участках полуостровов (Шипунский, Кроноцкий, Камчатский) – поднятия [Мелекесцев, 1974]. Вполне вероятно, что опускание Кроноцкого залива послужило предпосылкой к образованию на Восточной Камчатке зон растяжения и формирования четвертичного Восточно-Камчатского вулканического прогиба. Дифференцированные движения восточного побережья Камчатки могут также косвенно указывать на блоковое строение плоскости сместителя (фокальной зоны) глубинного разлома и на весьма неравномерные смещения по этому разлому. Тогда области полуостровов можно рассматривать в роли реликтов поперечных сквозных структур океан-континент, стабилизировавшихся в более жесткие блоки, чем прилегающие к ним участки миоценовых структур северо-восточного простирания. В верхнем плиоцене и в квартере они на фоне общего опускания вовлекаются в локальные поднятия. Естественно, что приведенный материал о характере некоторых новейших камчатских дизъюнктивных структур и тектонических движений также не позволяет с должной степенью вероятности оценить особенности глубинной тектоники данного района. Безусловно, в дальнейшем детальные комплексные геолого-геофизические работы как на континенте, так и в океане позволят однозначно решить эту проблему.

Ниже мы продолжим обсуждение и анализ геологических событий в позднем кайнозое на Камчатке.

В раннем плиоцене, после эпохи выравнивания рельефа, произошли дифференцированные блоковые движения, видимо, небольшой амплитуды по системам разрывных нарушений как северо-западного, так и северо-восточного простирания. В результате часть территории региона опустилась ниже уровня моря и произошла избирательная трансгрессия типа ингрессий по образовавшимся заливам, часто глубоко врезавшимся в сушу.

Вслед за морской трансгрессией начались общее поднятие региона и повсеместный переход к континентальному осадконакоплению. Локальные морские заливы в пределах Восточной Камчатки трансформировались в континентальные межгорные впадины, а на окружающих их поднятиях начал проявляться базальтовый вулканизм. Неравномерный тектонический режим формирующихся поднятий и впадин и интенсивный базальтовый вулканизм в начале вулканического раннеплиоценового цикла на Восточной Камчатке создали условия для накопления мощных континентальных вулканотерригенных и вулканогенно-осадочных толщ в условиях достаточно замкнутых межгорных впадин.

В районе Срединного хребта в это время, видимо в условиях более свободного выноса обломочного материала в морские бассейны, образуется предгор-



ний плиоцен); 5 – шапинская и кахтунская свиты (нижний плиоцен): а) вулканогенные фации (базальты, игнимбриты), б) прибрежно-морские и континентальные вулканотерригенные фации; 6 – среднемиоценовые образования (каваллинская свита и ее аналоги); 7 – сложнодислоцированные мел-палеогеновые образования; 8 – границы: а) геологические, б) фациальные; 9 – разрывные нарушения

ная вулканотерригенная моласса, в большинстве случаев меньшая по мощности, чем на востоке. По простиранию, к оси хребта, моласса быстро переходит в вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения уже растущей в это время вулканической возвышенности. По всей вероятности, в северной части развивающейся Камчатской депрессии существовали переуглубления, служившие ловушками для накопления обломочного материала аномально больших мощностей. Это — Козыревская и Халичинская впадины, возможно, район современных Толбачинских вулканов. Повышенная мощность осадков фиксируется здесь геофизическими методами [Зубин и др., 1971; Зубин и др., 1977; Утасин и др., 1975].

В раннем плиоцене вслед за орогенцией произошла наиболее крупная в кайнозойе вспышка вулканизма, захватившего районы как Центральной, так и Восточной и Южной Камчатки. Для начала раннеплиоценового вулканического цикла характерен повсеместный базальтовый вулканизм. Однако, если сравнивать Восточную и Центральную Камчатку, можно подметить и некоторые различия.

На Восточной Камчатке раннеплиоценовый вулканический цикл начинается массовыми излияниями субщелочных мегаплагифириковых базальтов. Основные центры излияний таких базальтов располагаются в крупных диагональных тектонических зонах, внутри которых в это время за счет возобновления движений по разломам северо-западного и отчасти широтного простираний формируются прогибы и поднятия такого же направления. Примером могут служить уже описанные в работе опущенный блок в районе рек Кавычи — Правой Авачи, морской прогиб, переходящий в континентальную впадину с перекомпенсированной вулканогенно-осадочной и вулканической аккумуляцией полевой Жупановой и на восточных склонах Валагинского хребта, видимо протягивающийся под молодыми лавами к Шипунскому полуострову. Пожалуй, наиболее характерный пример — это грабенообразный прогиб хр. Тумрок северо-западного простирания. Первые две структуры находятся в Шипунско-Кирганикской поперечной зоне (прогиб по р.левой Жупановой, в краевой ее части), третья (хр. Тумрок) — в Кроноцко-Тигильской. Извержения базальтов носят ареальный характер и вслед за перекомпенсацией таких прогибов (создание положительных аккумулятивных вулканических форм) захватывают часто более широкие площади. Примером могут служить маркирующие потоки мегаплагифириковых базальтов, протягивающиеся на десятки километров в левом борту долины р.левой Жупановой. По-видимому, этот завершающий этап ареальных извержений субщелочных базальтов связан с расколами как северо-западного, так и северо-восточного простирания. Заканчивается вулканический цикл на Восточной Камчатке всегда извержениями игнимбригов, реже излияниями дацитовых лав на сформировавшихся в ходе предыдущих базальтовых извержений аккумулятивных поднятиях. В тектонически относительно поднятых блоках они всегда связаны с развитием кольцевых вулканотектонических структур, а в относительно прогнутых участках (центральные блоки Восточной вулканической зоны) — с линейными вулканотектоническими структурами, видимо, типа узких вулканических грабенов. В последнем случае можно предполагать многоканальный или смешанный тип вулканизма. Одновременно с игнимбритами в отдельных структурах (хребты Тумрок, Валагинский) развиваются основные вулканы, дающие оливинсодержащие базальты, более основные, чем мегаплагифириковые разности, но уже нормального для Камчатки известково-щелочного ряда.

Для Центральной Камчатки начало раннеплиоценового цикла также связывается с базальтовыми излияниями типа ареальных, но состав лав почти всегда известково-щелочной. Субщелочные мегаплагифириковые базальты развиты аномально в тектонических блоках, входящих в диагональные дизъюнктивные зоны или в их краевые части. Напомним также, что в Среднем хребте за счет преобладания процессов вулканической аккумуляции над тектоническими деформациями блоковое строение выражено не столь ясно, как на Восточной Камчатке. Примером распространения субщелочных лав могут служить разрезы мегаплагифириковых базальтов в районе горы Чашаконджа (бассейн р.Белой) — приграничный блок северо-восточной части Кроноцко-Тигильской зоны.

Мегаплагиофировые базальты встречаются также (обычно в неясных залега- ниях) в бассейне рек Крерук и Кававли, т.е. в центральной части относитель- но поднятого блока Быстринского и Козыревского хребтов, тоже находящегося в Крощко-Тигильской зоне. В относительно приподнятом блоке второго порядка (северная часть центрального опущенного блока Срединного хребта) в бассейне р. Хайлюли в низах разреза кахтунской свиты отмечаются те же мегаплагиофировые субшелочные базальты. Этот блок входит в Озерновско-Хайлюлинскую зону диагональных разломов.

Срединный хребет, относясь к зоне относительного растяжения, представ- ляет собой область мощной аккумуляции вулканитов в плиоцене. Разрезы вул- каногенной кахтунской свиты по мощности варьируют от 500 до 1000 м практически в любом районе восточного склона Срединного хребта, по край- ней мере от бассейна р. Кимитиной на юге до р. Хайлюли на севере. Тем боль- шие объемы выброшенного вулканического материала здесь несравнимо боль- ше, чем на Восточной Камчатке — области относительного сжатия и более локального проявления вулканизма.

В раннем плиоцене практически по всему Срединному хребту формируется контрастная базальт-дацитовая (базальт-игнимбритовая) серия. Однако в зави- симости от приуроченности вулканизма к различным тектоническим блокам разрезы серии имеют свои особенности и отличия. Характер разреза часто меняется и внутри крупных блоков, имеющих неоднородное строение.

В центральном опущенном блоке с наиболее интенсивным вулканизмом в плиоцене наблюдается определенная закономерность в соотношении объемов кислых и основных вулканитов в различных его частях. В центральной части блока, в верховьях р. Еловки, где базальтовая составляющая контрастной се- рии доминирует над дацитовой, наблюдается увеличение объемов кислых вул- канитов на север с максимальным их развитием в бассейне р. Хайлюли, где имеет место приблизительное равенство основной и кислой составляющих. В южном направлении, напротив, мощности дацитовых вулканитов уменьшают- ся, до полного исчезновения в районе гор Алней и Чашаконджа.

В следующем на юг относительно приподнятом блоке Быстринского и Ко- зыревского хребтов с севера на юг (от горы Чашаконджа до верховьев р. Ко- зыревки) прослеживается закономерное нарастание кислой составляющей, с максимальным ее развитием (и даже доминированием над базальтами) в наи- более поднятой части Козыревского хребта. В самой же опущенной части центрального блока (горы Алней-Чашаконджа) кислая составляющая контраст- ной серии полностью отсутствует и развита лишь базальтовая формация. В то же время в северной поднятой части центрального блока (р. Хайлюля) фикси- руется максимальное количество кислых вулканитов (сплошные, игнимбритовые разрезы достигают 600 м мощности). Такие же закономерности мы наблюда- ем и в относительно поднятом блоке Козыревского и Быстринского хребтов. Следовательно, в тектонически наиболее поднятой части — максимальные объ- емы кислых вулканитов, тем самым и центральный и южный блоки несколько перекошены, с наибольшим погружением в районе массива Алней-Чашаконджа. Рассмотренные части поднятого блока — преимущественно тектоно-аккумуля- тивные поднятия. Самый южный участок Срединного хребта представляет соб- ственно тектонический горст, где обнажаются древние кристаллические породы, и вулканизм в плиоцене практически не проявился. Исключение составляет единственный верхнеплейстоценовый вулкан Хангар преимущественно кислого со- става.

Два плиоценовых вулканических цикла (нижний и верхний) разделены текто- ническим эпизодом, на который повсеместно падает перерыв в развитии вул- канизма. Тектонические движения в плиоцене по-разному проявились на Вос- точной и Центральной Камчатке.

На Восточной Камчатке они связываются с развитием расколов северо- восточного простирания, вдоль которых начал формироваться горст Восточно- го хребта. Так, породы шапинской свиты, распространенные в хр. Тумрок и в Валагинском хребте (гора Корниловская, ручей Хрустальный), дислоцированы в крутые моноклинали с углами падения, достигающими иногда 50-60°, вбли-

зи крупных разрывных нарушений. Как терригенные, так и вулканогенные пачки свиты в Восточном хребте нарушены многочисленными сбросами и сбросо-сдвигами с амплитудами от первых десятков метров до микросмещений. По удалению от зоны Восточного хребта на восток, в область зарождающегося в это время Восточно-Камчатского вулканического прогиба, степень дислоцированности пород шапинской свиты резко падает, до пологих ($8-10^{\circ}$) моноклиналей, и вновь возрастает на полуостровах (Шипунский, Кроноцкий), где плиоценовые разломы северо-восточного простирания носят, видимо, характер взбросов. Таким образом, между Восточным хребтом и полуостровами в плиоцене намечается зона с отсутствием заметных тектонических деформаций, вдоль которых впоследствии развивается четвертичный вулканический прогиб.

Наряду с разломами северо-восточного простирания в Восточном хребте зафиксированы сдвиги северо-западного простирания с амплитудой смещения часто до 4-5 км. Сдвиги ограничены четким возрастным пределом: они рвут шапинскую нижнеплиоценовую свиту и перекрываются верхнеплиоценовым тумрокским вулканогенным комплексом. Сдвиги отмечаются лишь в местах пересечения Восточного горста с зонами поперечных разломов.

В Срединном хребте Камчатки тектонические движения этого времени проявились не столь интенсивно. Если на Восточной Камчатке мы практически всегда фиксируем резкое угловое несогласие между шапинской свитой и тумрокским комплексом, то в Срединном хребте это несогласие часто скрадывается за счет субгоризонтальных залеганий и общности состава как кахтунской свиты, так и крерукского вулканогенного комплекса. Несогласие здесь хорошо видно лишь в зонах локальных дислокаций кахтунской свиты, выраженных обычно во флексуобразных изгибах пластов и в более крутых моноклиналиных залеганиях вблизи крупных разрывов. Часто удается наблюдать, как породы кахтунской свиты разбиты практически безамплитудными расколами северо-восточного простирания, которые перекрываются вулканитами крерукского комплекса (например, в бассейне р. Крерук, в верховьях р. Анавгай и пр.).

Весьма характерно для этого тектонического эпизода развитие расколов северо-западного простирания типа сдвигов и сдвиго-сбросов с амплитудой смещения от первых сотен до нескольких метров. Такие разломы описаны в бассейнах рек Крерук, Кунхилок, Хайлюля и на многих других участках восточного склона Срединного хребта. Синхронно с этими разломами возникла пологая складчатость (с углами падения на крыльях складок $5-6^{\circ}$, иногда $10-12^{\circ}$), с простиранием осей складок также в северо-западном направлении. Такая складчатость хорошо видна в породах кахтунской свиты, вскрытых долинами рек Кунхилок, Шишей, Крерук.

Дислокации северо-западного простирания, вероятнее всего, связываются с деформациями растяжения, присущими Центральной Камчатке в плиоцене. Видимо, субодновременно со сдвигами и сбросо-сдвигами северо-западного простирания или немного позже в зоне Срединного хребта унаследованно от более ранних кайнозойских этапов вулканизма активизировались расколы северо-восточного простирания типа сбросов и раздвигов. Такие разломы имеют обычно незначительную амплитуду или безамплитудны, но становятся магмоподводящими для верхнеплиоценовых вулканов.

С разломами того же типа, по-видимому, связано начало вулканизма в Центральной Камчатской депрессии в позднем плиоцене. Уже тогда начинается ее веерообразное расширение за счет развития ступенчатых сбросов северо-восточных румбов. Интересно отметить, что на каждом этапе расширения Центрального грабена наиболее восточные разломы, ограничивающие растущий горст Восточного хребта, являются как бы "сухими" сбросами значительной амплитуды, а более западные - магмоподводящими расколами типа раздвигов.

Оценить точно возрастной интервал тектонического эпизода в плиоцене Камчатки пока довольно сложно. По палеомагнитным данным и отдельным абсолютным датировкам базальтов кахтунской свиты в бассейне р. Крерук мы предполагаем, что тектонический эпизод захватывал палеомагнитную эпоху Гаусса и часть эпохи Матуяма. Причем на Восточной Камчатке он был, безу-

словно, более длительным, чем на Центральной [Гладенков, Шанцер, 1978]. Однако отсутствие надёжных датировок как из тумрокского, так и из крерукского вулканогенного комплекса не позволяет пока однозначно решить этот вопрос. Вполне возможен вариант, когда перерыв в развитии вулканизма, соответствующий тектоническому эпизоду, окажется в верхах палеомагнитной эпохи Гильберта, т.е. значительно ниже по разрезу (рис. 43).

О наличии вулканизма в позднем (а возможно, и в раннем) плиоцене в южной части Центральной Камчатской депрессии можно судить, к сожалению, по разрозненным и нередко косвенным данным. Имеются сведения геологической съёмки о находках вулканитов предполагаемого плиоцена при проходке шурфов на Генеральском поднятии (к северо-востоку от устья р. Кирганик). В этом районе вулканический рельеф правобережья р. Камчатки вполне может быть захороненным: дешифрируются пологие моноклинали и небольшие столовые возвышенности. Севернее, вдоль западных отрогов Восточного хребта, расположен ряд разрушенных экструзий и небольших базальтовых и андезитобазальтовых вулканов. Наконец, на широте хр. Тумрок в самой депрессии расположен достаточно хорошо сохранившийся крупный Никольский вулкан, образующий хребтообразное поднятие. Никольский вулкан мы относим к позднему плиоцену-раннему плейстоцену пока лишь по палеомагнитным данным - практически весь его разрез отрицательно намагничен [Певзнер, 1972] - и пока условно сопоставляем с палеомагнитной эпохой Магуяма.

В разрезах Никольского вулкана широко развиты субшелочные мегаплагифирические базальты (обычно в нижней и средней частях видимого разреза), завершается же развитие вулканизма здесь внедрением андезитовых экструзий. Севернее Никольского хребта весь пьедестал Ключевских вулканов сложен мегаплагифирическими, чаще всего субшелочными базальтами [Пийп, 1956; Ермаков, 1977], излияния которых также, видимо, начались в позднем плиоцене и продолжались в четвертичное время. Отсутствие в Срединном хребте и на Восточной Камчатке в верхнеплиоценовых вулканических комплексах таких лав позволяет говорить о сужении ареала их распространения во времени и по площади (в данном случае в районе Кроноцко-Тигильской поперечной зоны) и о локализации внутри развивающейся Центральной Камчатской депрессии.

В позднем плиоцене на территории Восточной Камчатки, видимо, продолжают тектонические деформации в отличие от центральных районов полуострова. Вулканизм проявляется здесь весьма локально и приурочен к местам пересечения диагональных зон разломов с основными структурообразующими разломами этого времени, имеющими четкие северо-восточные простирания. Наиболее мощно вулканизм проявился в хр. Тумрок и в северной части хр. Гамчен (пересечение северного окончания Восточно-Камчатского вулканического прогиба с Кроноцко-Тигильской поперечной зоной), а также в верховьях р. Налычевой [Масуренков, Комкова, 1978] - пересечение Шипунско-Кирганикской зоны с разломами северо-восточного простирания, контролирующими в дальнейшем развитие Восточно-Камчатского вулканического прогиба. На остальной территории Восточной Камчатки вулканизм в позднем плиоцене возобновляется спорадически: отдельные вулканы Восточной вулканической зоны, лишь условно относимые к позднему плиоцену; единичные вулканы в Валагинском хребте на активизировавшихся расколах северо-западного простирания. Для Восточной Камчатки в позднем плиоцене характерен исключительно андезитовый вулканизм с преобладанием роговообманковых разностей пород, связанный с развитием крупных стратовулканов, слившихся в короткие вулканические хребты.

В большинстве районов Срединного хребта в позднем плиоцене после тектонического эпизода произошла мощная вспышка вулканизма, вновь приведшая к образованию базальт-дацитовый (игнимбритовой) контрастной серии. В отличие от раннеплиоценового вулканического цикла в верхнеплиоценовой контрастной серии как кислая, так и основная составляющая практически повсеместно имеют известково-щелочной состав.

В центральном опущенном блоке соотношение между дацитами (игнимбритами) и базальтами в контрастной серии крерукского комплекса остается при-

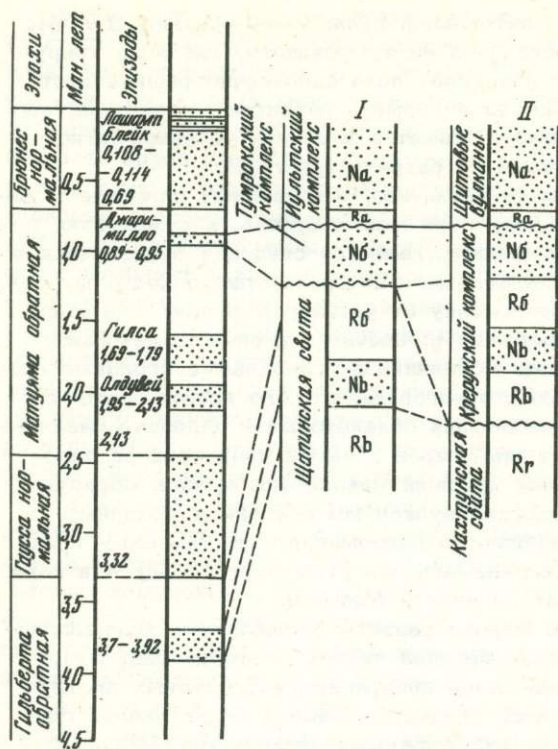


Рис. 43. Один из вариантов корреляционной схемы зон различной магнитной полярности для плиоцена и раннечетвертичного времени Восточной и Центральной Камчатки

мерно таким же, как в раннеплиоценовом вулканическом цикле. Исключение (для центрального блока) составляет южный, наиболее опущенный блок второго порядка, где в позднем плиоцене развивается мощный андезитовый массив (горы Алней-Чашаконджа), состоящий из последовательно перекрывающих друг друга купольных и линейных экструзивных преимущественно пироксеновых андезитов.

В относительно поднятом блоке Козыревского и Быстринского хребтов в северной части также развита контрастная серия (стратотипический разрез кре-

рукского комплекса). На юг, к наиболее поднятой части блока она выклинивается и замещается формацией отдельных экструзивных андезитовых и андезито-дацитовых вулканов.

Структурное положение щелочных экструзивных Западной Камчатки [Гузинов, 1966; Огородов и др., 1972] (бассейн р.Тигиль), а также щелочных вулканитов обрамления Ичинского вулкана [Патока, Успенский, 1977; Патока, 1978], которые к позднему плиоцену пока можно отнести лишь условно, не совсем ясно. Возможно, их образование также связано с активизацией движений по расколам северо-западного простирания в местах пересечения с более молодыми системами разломов северо-восточного направления. Так, щелочные эффузивы в бассейне р.Тигиль распространены по периферии западной части Кроноцко-Тигильской зоны, а щелочные вулканиты преимущественно кислого состава обрамления Ичинского вулкана приурочены к северо-западной части Шипунско-Кирганикской зоны.

Локализация субщелочных и щелочных вулканитов в областях пересечения зон диагональных разломов с новейшими структурами северо-восточного простирания может говорить об их связи с активизацией движений по более глубоким разломам северо-западного простирания, заложившимся еще в докайнозойское время. Тем самым развитие известково-щелочных серий связывается с разломами более молодого (кайнозойского) заложения северо-восточного направления. Эти разломы, видимо, имели меньшую глубину заложения.

В дальнейшем, в четвертичное время, на Восточной Камчатке вулканизм в основном сосредоточивается в Восточно-Камчатском вулканическом прогибе, а Восточный хребет приобретает вид чисто тектонического горстового поднятия. В какой-то мере в различные моменты четвертичной истории продолжается развитие поперечных блоков Восточного хребта по разломам северо-западного простирания. В местах наиболее контрастных движений по таким разломам непосредственно вслед за тектонической активизацией возникают отдельные андезитовые вулканы: например, среднеплейстоценовый вулкан Шиш на сочленении хребтов Тумрок и Кумроч и голоценовый вулкан Кижимен на границе блоков хребтов Тумрок и Валагинского. В квартере вплоть до настоящего времени продолжается вулканизм в Шипунско-Кирганикской поперечной

зоне и на ее южной периферии (вулкан Жупановский, Корякско-Авачинская группа вулканов).

В четвертичное время продолжает расширяться Центральная Камчатская депрессия за счет развития веерообразных сбросов и уменьшается площадь одностороннего горста Восточного хребта с одновременным увеличением его высоты в основном за счет интенсивных воздыманий в позднем плейстоцене [Мелекесцев и др., 1974]. Вулканизм активно проявляется только для Ключевской группы вулканов (формирование вулканов Ключевского, Камня, Безымянного, Плоских сопок), а также незначительно севернее, в бассейнах рек Маимли, Озерной и в западной части п-ова Озерного (Начикинский вулкан, видимо, ниже-среднечетвертичного возраста). Отрезок относительно выровненного рельефа между вулканом Шивелуч и п-овом Озерным в плиоцене был частью Центральной Камчатской депрессии (см. рис. 4).

В Срединном хребте в квартере транзитно продолжается вулканизм с накоплением в основном базальтовых формаций, которые локализируются преимущественно в его осевой части. Локальное расширение площадей развития вулканизма происходит в местах пересечения новейшей морфоструктуры хребта с диагональными зонами разломов [Шанцер, 1978б]. Это вулканы в бассейнах рек Кахтана, Воямполка и Палана (Озерновско-Хайлюлинская зона), вулканы Кетепана и Большой (Кроноцко-Тигильская зона), вулкан Ичинский (Шипучско-Кирганикская зона).

Таким образом, эволюция структуры, характер и мощность вулканизма на Камчатке в плиоцене и в квартере, по всей вероятности, зависят от динамики развития глубинного разлома континент-океан, что приводит в конечном итоге к образованию новейших морфоструктур, в основном соответствующих современным элементам рельефа северо-восточного простирания. Неоднократное возобновление движений по более глубоким расколам северо-западного направления приводит как к более сложным соотношениям крупных тектонических блоков Восточной и Центральной Камчатки, так и к различным характеру и интенсивности вулканизма в их пределах.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ В НАЗЕМНОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Анализ геологической истории кайнозоя, проведенный нами при составлении корреляционной стратиграфической схемы морских и континентальных отложений [Шандер, 1974], показал, что в период от эоцена по квартал происходит миграция пояса наземного вулканизма по простиранию основных структур Курило-Камчатской области. На п-ове Камчатка в позднем кайнозое происходит также расширение площадей, захваченных наземным вулканизмом, за счет наращивания континентального блока на восток. По простиранию же дискретно идет развитие глубинных разломов и разрывных нарушений достаточно глубокого заложения. В соответствии с этим происходит ритмичный процесс чередования крупных вулканических циклов (периодов) с фазами тектонической активности, причем время таких циклов и фаз первого порядка измеряется сотнями тысяч и даже миллионами лет. Вулканический цикл и тектоническая фаза объединяются обычно в тектоно-магматический цикл. Тектоно-магматические циклы дробятся на более мелкие циклы второго, третьего и т.д. порядков, вплоть до "элементарного" цикла развития отдельного вулкана, в котором период активности будет соответствовать деформациям относительного растяжения, а период покоя — деформациям относительного сжатия. В циклах же первого порядка такие периоды соответствуют крупным законченным этапам развития вулканизма и фазам складчатости.

Разрастание разрывных нарушений по простиранию подвижного пояса ведет не только к миграции вулканизма, но и к распространению в таком же направлении процессов складкообразования и блоковых подвижек. Наиболее показательны в этом отношении районы восточного побережья Камчатки, где в течение миоцена происходит миграция и разрывов и складчатости с северо-востока на юго-запад. Так, в районе зал. Корф наиболее существенные тектонические движения происходят в среднем миоцене и зафиксированы перерывом между пахачинской и корфовой сериями [Челебаева, 1978]. В собственно Восточной Камчатке, от п-ова Озерного до п-ова Шипунского, основная складчатость происходит в позднем миоцене (перерыв между тюшевской серией и шапинской свитой). Естественно, чем меньше интервал геологического времени, тем меньше будут выражены как миграция вулканизма, так и тектонические деформации. Все же даже в квартале в некоторых районах ее можно проследить. Так, за четвертичное время наблюдается определенное смещение центров активного вулканизма вдоль Восточно-Камчатского вулканического прогиба и Центральной Камчатской депрессии. Интересно, что в Центральной Камчатской депрессии миграция вулканизма идет по простиранию структуры, но в обратном направлении, чем в Восточно-Камчатском вулканическом прогибе, — с юго-запада на северо-восток. В таком же направлении (также по простиранию структуры) развиваются веерообразные сбросы восточного обрамления (рис. 44). В настоящее время наиболее активные из этих разломов отграничивают депрессию от горстов хр. Тумрок и южной части хр. Кумроч непосредственно к востоку от Ключевской группы вулканов (см. рис. 5). Следует отметить, что активизация движений по западному ограничению Центральной Камчатской депрессии (сочленение со Средним хребтом), напротив,

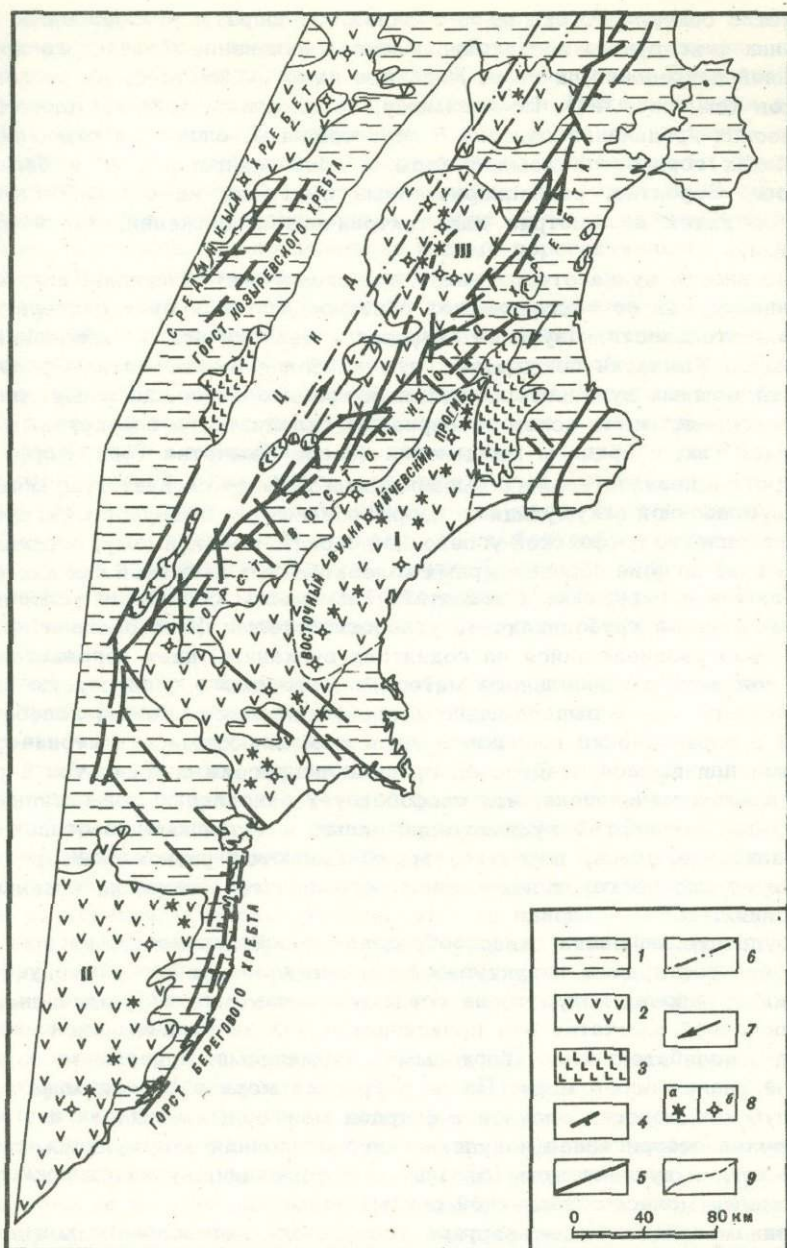


Рис. 44. Схема соотношения основных новейших структур и полей развития четвертичного вулканизма

1 - дочетвертичные образования; 2 - области развития среднеплейстоцен-голоценового вулканизма; 3 - ареалы развития только раннечетвертичных вулканитов; 4 - оси горстов; 5 - разломы; 6 - предполагаемое продолжение сбросов под отложениями Камчатской депрессии (веерообразное расширение депрессии); 7 - направление миграции вулканизма в четвертичное время; 8 - вулканы: а - действующие, б - потухшие; 9 - усредненные геологические границы; ЦКД - Центральная Камчатская депрессия

возрастает с северо-востока на юго-запад. От широты р. Озерной до широты р. Кирганик фиксируется достаточно мягкое сочленение Срединного хребта с Центральной депрессией, а от р. Кирганик на юг — жесткое, по разломам типа сбросов (см. рис. 44). По-видимому, такая асимметрия тектонических и вулканических проявлений связана с неоднородным, блоковым строением более глубоких горизонтов земной коры — консолидированного и базальтового слоев. Вероятно, разнонаправленные смещения на больших глубинах приводят к такой асимметрии как тектонических движений, так и миграции вулканизма.

Интенсивность вулканотерригенной и вулканогенно-осадочной аккумуляции прямо зависит как от тектонической обстановки, так и от характера вулканической деятельности. Изучение разрезов и тектонических дислокаций в позднем кайнозое Камчатки показывает, что наиболее благоприятные условия для накопления мощных вулканотерригенных и вулканогенно-осадочных толщ создаются непосредственно вслед за периодом складчатости или крупных блоков деформаций. Так, в среднем миоцене на севере Камчатки (зал. Корф) после складчатости и незначительного выравнивания рельефа следует этап мощной вулканогенно-осадочной аккумуляции в сформировавшейся обширной межгорной депрессии (накопление корфовской угленосной серии). По-видимому, осадконакопление здесь идет на фоне неравномерных колебательных движений как дна самой депрессии, так и окружающих поднятий. Тем самым создаются условия для накопления мощной грубоциклической угленосной толщи [Челебаева и др., 1966]. Одновременно развивающийся на поднятиях вулканизм дает дополнительно большое количество ювенильного материала, сносимого в депрессию как водными потоками, так и выпадающего в виде пеплопадов. Режим колебательных движений с периодически возникающими и размываемыми тектоническими преградами для выноса осадков за пределы депрессии сохраняется в позднем, среднем и верхнем миоцене, что способствует накоплению повышенных (порядка 1000 м) мощностей вулканотерригенных и вулканогенно-осадочных пород. В плиоцене здесь, вероятно, вырабатываются равновесные речные долины, что не способствует накоплению обломочного материала в континентальных условиях.

В результате миграции складкообразовательного процесса, распространяющегося по простиранию структурно-фациальных зон, аналогичные условия в более южных районах полуострова создаются лишь в раннем плиоцене.

На Восточной Камчатке это происходит вслед за позднемiocеновой складчатостью и колебательными (блоковыми) движениями, приведшими к кратковременной трансгрессии моря. После регрессии моря в образовавшихся на месте глубоких морских заливов и фиордов межгорных впадинах начинается мощная вулканотерригенная и вулканогенно-осадочная аккумуляция, также сопровождающаяся вулканизмом (базальтовые формации, вулканотерригенные и вулканогенные молассы шапинской свиты).

В позднем плиоцене и в квартере условия для интенсивного континентального осадконакопления сохраняются лишь в развивающейся Центральной Камчатской депрессии, в остальных районах преобладает размыв и вынос обломочного материала за пределы суши. В это время среди вулканогенных фаций (обычно в периферических частях построек крупных вулканов) в виде линзобразных прослоев незначительной мощности накапливаются тефроиды.

Таким образом, в подвижном поясе условия для возникновения межгорных впадин с мощным компенсированным осадконакоплением создаются периодически в различных его частях в прямой зависимости от тектонического и вулканического процессов и миграции последних в самом поясе. Причем заполнение осадками межгорной впадины происходит обычно синхронно начальной (базальтовой) стадии развития крупного вулканического цикла первого порядка. Примером может служить накопление молассы шапинской свиты синхронно с излияниями субшелочных мегаплагиофировых базальтов. Практически одновременно с базальтовыми излияниями происходит, за редким исключением, и образование предгорной вулканогенной молассы кахтунской свиты Срединного хребта. мощности которой меньше, чем мощности отложений межгорных замкнутых

впадин. Аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, захороненные в межгорных впадинах в раннем плиоцене, образовались в основном за счет интенсивного размыва окружающих поднятий, сложенных на Восточной Камчатке преимущественно меловыми и палеогеновыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами с интрузиями габброидов и перидотитов, а в Срединном хребте за счет размыва преимущественно вулканогенных толщ более пестрого состава и широкого возрастного диапазона (от мела до миоцена). Такие аллювиальные образования вполне могут служить коллекторами россыпей тяжелых металлов. Представляют весьма перспективными поиски древних (плиоценовых) россыпей полезных ископаемых.

Вулканогенно-осадочная аккумуляция, соответствующая по времени завершающей итнимбрито-дацитовый части вулканического мегацикла, проявляется более локально. Это связано в основном с перестройкой рельефа. С одной стороны, к началу дацитовых извержений, видимо, заканчивается выработка равновесных профилей долин крупных рек и начинается период преимущественного выноса обломочного материала за пределы суши. С другой стороны, к этому времени окончательно формируется аккумулятивный вулканический рельеф, обычно в виде обширных вулканических плато, чаще всего бронированных базальтовыми лавами, препятствующими размыву. Итнимбритообразующие извержения, надстраивающие разрезы таких плато, также бронируют рельеф за счет формирования платоитнимбритов, которые предохраняют от размыва рыхлую пирокластику, обычно в больших количествах образующуюся перед итнимбритовыми пароксизмами.

В период массовых извержений итнимбритов возникают различные отрицательные вулканотектонические структуры и соответственно — отрицательные формы рельефа. Это — крупные кальдеры, кольцевые депрессии, вулканотектонические грабены. В них и происходит главным образом вулканогенно-осадочная аккумуляция, в результате которой формируются озерные и озерно-речные отложения, перемежающиеся со слоями вулканических туфов. Мощности таких образований иногда достигают первых сотен метров. В качестве примера для среднего миоцена можно привести горизонтально-слоистые туфоалевролиты в бассейне р. Кававли (кававлинская свита), для плиоцена — тонкогоризонтально-слоистые туфоалевролиты, диатомовые туффиты, перемежающиеся с кислыми обсидиановыми туфами в районе вулкана Пальцевого, для четвертичного времени — комплекс озерных отложений в среднеплейстоценовой кальдере Узон [Брайцева и др., 1974].

Следует отметить, что если район, в котором длительное время проявлялся активный вулканизм (безразлично, в форме ли полного или неполного цикла развития), впоследствии долго остается тектонически пассивным, со слабо колеблющимся базисом эрозии, то вулканические формы (плато, щитовые вулканы, существенно лавовые стратовулканы) могут достаточно хорошо сохраняться в течение весьма длительных отрезков геологического времени, исчисляемых первыми миллионами лет. Как пример приведем нижнеплиоценовую кальдеру в районе Пальцевого вулкана, андезитовый массив Алнея-Чашаконджи, верхнеплиоценовые вулканы тумрокского комплекса, платоитнимбриты и базальты восточного склона Срединного хребта в бассейнах рек Еловки, Озерной и пр.

Наиболее характерная черта развития наземного вулканизма в подвижном поясе — повторяющиеся во времени (от эоцена к кварталу) контрастные базальт-дацитовые серии. Так как изученность разрезов контрастных вулканических серий каждого крупного этапа развития наземного вулканизма в кайнозойе весьма различна, то преждевременно говорить о какой-либо эволюционной направленности в развитии вулканических формаций. По-настоящему геологически изучен лишь плиоценовый этап. Об эоценовом, олигоценовом и миоценовом этапах развития вулканизма мы пока не располагаем систематически подобранным материалом. На современном этапе исследований можно лишь отметить увеличение во времени от этапа к этапу итнимбритовой составляющей (по сравнению с лавовой) в кислой части крупных законченных контрастных циклов вулканизма. Такой процесс, видимо, сопровождается "всплыванием" ко-

ровых очагов кислой магмы ближе к земной поверхности. Если в более ранних этапах отсутствуют малоглубинные магматические тела (или по крайней мере пока не имеется убедительной информации об их существовании), то в плиоценовом этапе четко фиксируются приповерхностные интрузии Гранодиоритов, Гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров, комагматичных игнимбриитов и включаемых (по общности генезиса) в вулканоплутонические формации. Даже там, где эрозией не вскрыты корневые части кислых вулканов, находки в игнимбриитах многочисленных ксенолитов Гранитоидов (часто оплавленных), а также формирование купольно-кольцевых структур позволяют предполагать незначительные глубины залегания очагов кислой магмы, которая при застывании образует малоглубинные Гранитоидные интрузии.

Закономерная смена базальтов дацитами в вулканических циклах подтверждает довольно широко распространенное мнение [Смит, 1968; Вольтц, 1973; Масуренков, Горицкий, 1978] о возможности образования коровых кислых магм путем плавления разных горизонтов земной коры мощным потоком базальтового вещества. В случае проявления субшелочного базальтового магматизма в начальной стадии контрастного цикла следует предполагать поднятие основной магмы с больших глубин, чем при образовании контрастных серий целиком известково-щелочного состава.

В подвижном поясе интенсивность вулканизма (а тем самым и объемы эффузивных, пирокластических и вулканогенно-осадочных формаций) в первую очередь зависит от подожжения того или иного района по отношению к глубинным разломам, определяющим специфику как тектонических деформаций, так и вулканических проявлений. В северо-западной части Тихоокеанского кольца подобные глубинные разломы, видимо, носят характер надвигов. Для Камчатского региона таким надвигом служит северная часть Курило-Камчатского разлома, контролирующего развитие глубоководного желоба такого же простирания, и северо-западная часть Алеутского разлома, продолжающегося на территорию полуострова Озерновско-Хайлюлинской диагональной зоной разломов. Большое значение имеют зоны глубоких расколов, поперечные по отношению к Курило-Камчатскому разлому, которые также влияют на особенности тектонических деформаций верхней части земной коры и на распределение вулканизма по отдельным тектоническим блокам.

Для последнего крупного плиоцен-четвертичного этапа развития наземного вулканизма можно отметить две основные особенности. Это, во-первых, общее ослабление мощности вулканизма от раннего плиоцена к кварталу и, во-вторых, взаимосвязанное с ней уменьшение времени развития полных вулканических циклов. Так, в раннем плиоцене фиксируются мощные длительные по времени чисто базальтовые излияния, формирующие в итоге вулканогенную толщу. Базальтовые излияния сменяются чисто кислыми (или с резким преобладанием кислых) извержениями, которые неоднократно повторяются и также формируют вулканогенную толщу. Плиоценовые вулканогенные толщи с достаточно однородным строением широко распространены по площади. В позднем плиоцене и в квартале ареалы распространения вулканитов в законченных и редуцированных циклах прогрессивно сокращаются. Например, в средне-позднеплейстоценовое время в районе кальдеры Узон можно зафиксировать законченный базальт-игнимбриитовый цикл в районе сравнительно небольшой вулканоструктуры с незначительными объемами (в сравнении с плиоценовыми) как базальтов, так и игнимбриитов. Уменьшение времени развития законченных циклов с сужением ареалов распространения вулканитов, видимо, связывается с уменьшением (вырождением) к концу этапа, правда еще не законченного, областей генерации магмы в верхней мантии и в нижней части коры.

Таким образом, для Камчатки и подобных кайнозойских структур северо-западной части Тихого океана настоящее время (естественно, с большой долей условности) можно рассматривать как конечную фазу развития плиоцен-четвертичного вулканического этапа и предполагать в дальнейшем геологическом будущем следующую фазу тектонических деформаций с прекращением вулканизма в большей части вулканических регионов.

ЗНАЧЕНИЕ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

При изучении вулканогенных формаций кайнозойского пояса наземного вулканизма наблюдаются как полные (законченные) вулканические циклы, так и неполные (редуцированные). Под полным циклом мы подразумеваем такую последовательность, в которой имеется закономерный временной набор формаций от основных к кислым. Обычно андезитовая формация в таком цикле или отсутствует, или проявлена крайне слабо на фоне резко преобладающего развития базальтовых и дацитовых формаций. Неполные же циклы могут быть чисто базальтовыми, базальт-андезитовыми и нацело андезитовыми. Как уже говорилось, разделяются циклы различными по времени периодами активизации тектонических движений.

На фоне развития крупных вулканических циклов первого порядка, захватывающих значительный интервал геологического времени, можно видеть большое разнообразие вулканических и тектонических проявлений, связанных как с положением вулканов в определенных тектонических блоках, так и со спецификой развития различных вулканотектонических структур в период активного вулканизма и вслед за ним. Очень показателен в этом отношении нижнеплиоценовый мегацикл, в течение которого формируется базальт-дацитовая контрастная серия. При общей последовательности накопления сначала базальтовых, а затем дацитовых формаций контрастная серия для Камчатского региона представляется геологически гетерогенной, что прямо связано с приведенными выше факторами.

Разберем некоторые общие признаки и признаки различия одновозрастных вулканических формаций контрастной серии в зависимости от приуроченности их к относительно поднятым и опущенным тектоническим блокам.

Общий признак для раннеплиоценового контрастного вулканизма Восточной Камчатки, вне зависимости от положения вулканов в различных тектонических блоках, — повсеместное излияние субшелочных плагиофировых базальтов (нижняя базальтовая формация). Видимо, такое однообразие связано с общерегиональным растяжением в раннем плиоцене, ставшим как бы разрядкой после позднемиоценовой эпохи складчатости. Геологические различия начинают наблюдаться лишь в верхней части разреза вулканического формационного ряда, когда вновь, как и в другие моменты кайнозойской истории, происходит дифференциация региона на блоки различной тектонической напряженности.

На Восточной Камчатке мы рассматривали характер формационных рядов трех крупных блоков — двух относительно поднятых и расположенного между ними относительно опущенного. Описанная вулканотектоническая структура в районе Авачинских озер расположена в южном блоке, входящем в Шипунско-Кирганикскую зону наиболее устойчивых поднятий в течение кайнозоя. Можно допустить, что в плиоцене после излияния субшелочных основных лав верхние горизонты земной коры некоторое время испытывали достаточно сильные деформации сжатия (по крайней мере более сильные и долговременные, чем в других тектонических блоках Восточной Камчатки). Создавался как бы верхний экран, препятствующий поступлению на поверхность последующих магматических расплавов. Тем самым создавались условия для генерации очага кислый магмы на очень незначительных глубинах (до 500 м). Развитие магматического очага с увеличением его объема на таких глубинах приводило к росту куполовидного поднятия, в кровле которого впоследствии образовались радиальные и кольцевые трещины, а затем произошел прорыв магмы из приповерхностного очага непосредственно на поверхность. Причем, судя по геологическому разрезу, это мощное извержение носило однократный характер. В результате образовались мощные пачки игнимбрито-дацитов верхней, кислой формации этого района. Возникшая отрицательная кольцевая структура, видимо, существовала небольшое время и быстро претерпела инверсию на фоне общего поднятия блока в целом. Наземный вулканизм в этой сложно развивающейся вулканотектонической структуре возобновился лишь в позднем плейстоцене

и в голоцене. В это время в результате движений по разломам меридионального простирания образовался горст севера Авачинского хребта, в котором и вскрылась интрузия гранитоидов (приповерхностный очаг). Параллельно развивался грабен р. Средней Авачи с полигенным андезито-дацитовым вулканом Бакенинг и многочисленными моногенными базальтовыми вулканами. Моногенные базальтовые и андезито-дацитовые вулканы возникают также вдоль активизировавшихся в это время широтных разломов. По-видимому, вулканизм голоцена и позднего плейстоцена унаследован по отношению к плиоценовому циклу - возможно, это остаточные порции уже вырождающихся очагов Генерации магмы.

В северном поднятом блоке тектонические условия были, видимо, существенно иными. В течение всего цикла здесь продолжают базальтовые извержения. Снизу вверх по разрезу уменьшается объем изливающихся эффузивов, а состав их меняется от субщелочных к щелочно-земельным с некоторым повышением основности. Параллельно базальтовому вулканизму второй половины цикла происходят неоднократные пароксизмальные извержения типичных фьяммеигнимбритов, в результате чего образуются сложные покровы. В рассматриваемом тектоническом блоке, по-видимому на фоне практически непрерывного поступления на поверхность с больших глубин базальтовых лав, в более верхних горизонтах коры формировались очаги обогащенной летучими кислотой магмы. Магма достаточно быстро достигала поверхности, не встречая перед собой экранирующих преград, и извергалась в виде полупластичного газонасыщенного вещества. Здесь в игнимбритах изредка встречаются оплавленные ксенодиты гранитоидного состава. Образовавшаяся в результате извержения игнимбритов кольцевая депрессия не испытывает в дальнейшем инверсии. В ее пределах уже в среднем плейстоцене развивается дифференцированный стратовулкан Пальцевский (по атласу А.Е. Святловского - вулкан Пийпа) [Святловский, 1959], связанный с активизацией разломов северо-восточного простирания и с формированием Восточно-Камчатского четвертичного вулканического прогиба.

В опущенном центральном блоке последовательность образования вулканических формаций сходна с только что описанной. Различия заключаются в несколько ином типе кислого вулканизма. Наблюдаемые здесь в эрозионных врезках многочисленные дайки, как секущие, так и пластовые (многоярусные силлы), гранодиорит-порфиров и отмечаемые местами постепенные переходы в дацитовидные породы позволяют предполагать вероятность многоканальных игнимбритовых извержений и говорить об ареальном типе кислого вулканизма. Безусловно, наряду с многоканальным извержением не исключается образование части игнимбритов из одного крупного вулканического жерла с последующим формированием кольцевой депрессии.

В связи с этим интересно привести пример образования игнимбритов, изученных нами в районе среднеплейстоценовой кальдеры Узон.

Детальное описание разрезов, дешифрирование аэрофотоснимков и изучение морфологии вулканических образований этого района позволили нам трактовать развитие этой вулкано-тектонической структуры следующим образом.

В среднем, а возможно, частично в позднем плейстоцене (большинство вулканических форм затронуто позднеплейстоценовым оледенением) после значительных базальтовых излияний начинает воздыматься пологое куполообразное поднятие, центр которого располагался в районе современной кальдеры Узон, плато Широкого и плато Круглого (рис. 45). В настоящее время достаточно четко реконструируются частично восточные, а также западные и северо-западные пологие склоны поднятия, простирающиеся в сторону Кроноцкого озера. В центральной части этого поднятия формировался сложный вулканический куполообразный массив с концентрическим строением. Внутренняя его часть сложена липаритами (плато Круглое), внешняя - дацитами и андезито-дацитами (плато Широкое, плато по левобережью р. Гейзерной). Массив образуется за счет последовательного выжимания на поверхность куполовидных и трещинных экструзий дацитов и липаритов. Центральное липаритовое ядро массива относительно более молодое, чем его внешнее дацитовое обрамление. По периферии

Многочисленные находки ксенолитов плавяных гранитов в вулканитах Узонской вулcano-тектонической структуры также служат косвенным подтверждением сравнительно неглубокого залегания очага кислой магмы, с которым было связано игнимбриитообразование.

Четвертичная вулcano-тектоническая структура Узон также находится в центральном опущенном блоке. По-видимому, для таких наиболее опущенных тектонических блоков подвижного пояса характерен многоканальный или смешанный тип кислого вулканизма.

Аналогичное развитие магматических формаций происходит в наиболее опущенном блоке Срединного хребта, где фиксируются два контрастных цикла вулканизма (в раннем и в позднем плиоцене) и образуются линейные вулcano-тектонические структуры типа грабенов. По-видимому, возникновение здесь крупных вулcano-тектонических грабенов связано с несравнимо большей мощностью, чем на Восточной Камчатке, кислого вулканизма, развивающегося в течение двух циклов — в раннем и позднем плиоцене. В центральном опущенном блоке Срединного хребта также обычен многоканальный или же смешанный тип кислого вулканизма. Повсеместно игнимбриитообразованию предшествуют мощные излияния известково-щелочных базальтов. Базальтовый вулканизм в меньших объемах сопутствует кислому. В северной части опущенного блока удалось наблюдать еще один тип игнимбриитового вулканизма, а именно игнимбриитовые пирокластические мантии крупных экстружий андезитов-дацитов и дацитов, расположенных по периферии вулcano-тектонического грабена. В одном из блоков второго порядка центрального блока Срединного хребта (бассейн рек Шишей, Кунхилок) описан непрерывный латеральный ряд от базальтовой формации через игнимбриитовую (пирокластическую) к вулcanoгенной моласе. В этом формационном ряду по объемам резко преобладают базальты. Вероятно, здесь на фоне непрерывного базальтового вулканизма в земной коре периодически происходили выплавки кислой магмы и одновременно с базальтовыми извержениями имели место выбросы сравнительно небольших объемов игнимбриитов.

Как пример геологического разнообразия контрастных серий интересен приведенный в данной работе случай образования игнимбриитовой формации в южном, наиболее поднятом блоке Козыревского хребта. Здесь, по всей вероятности, началу кислого вулканизма предшествует частичное затверждение внешней части приповерхностного магматического очага. В этом районе после образования базальтовой формации, верхи разреза которой вскрыты в глубоких эрозийных врезках, отмечается следующая последовательность развития магматизма.

1. Выдавливание экструживных куполов с короткими и протяженными потоками дацитов и липаритов по еще слабо разработанным трещинам куполовидного поднятия и образование центрального дацитового купольного массива.

2. Бурная дегазация магматического очага по раскрытым радиальным трещинам (многочисленные трубки взрыва) с выносом раздробленной твердой корки интрузии — образование "игнимбриитов".

3. Поступление на поверхность материала из сохранившей пластичность центральной части магматического очага — образование фьямме-игнимбриитов. Частичное возобновление в небольших объемах базальтового вулканизма.

Таким образом, при геологическом изучении верхнекайнозойских контрастных вулканических циклов можно наметить ряд генетических моделей вулканического процесса, различающихся между собой преимущественно по типу кислого вулканизма. Естественно, разнообразие вулканического процесса при формировании контрастных серий не исчерпывается перечисленными случаями. Однако здесь мы и не ставим себе задачу анализировать и систематизировать все известные случаи вулканических проявлений, а излагаем лишь то, что непосредственно удалось нам наблюдать в природе, делая необходимые, с нашей точки зрения, выводы и предположения.

Перейдем к дальнейшему обсуждению материала. Наряду с рассмотренными полными циклами развития вулканизма часто наблюдаются и неполные, редуци-

рованные, представленные одной вулканической формацией. Характерно, что кислые дацит-игнимбритовые, липарито-дацитовые и прочие формации никогда не встречаются изолированно, но всегда в парагенезисе с базальтовой формацией. Отдельные базальтовые и андезитовые формации часто полностью соответствуют одному вулканическому циклу. Так, в Срединном хребте в наиболее опущенной части центрального блока (район гор Алней и Чашаконджа) нижнеплиоценовый цикл представлен исключительно базальтами, состав которых меняется снизу вверх по разрезу от субшелочных до известково-шелочных, с изменением основности до андезито-базальтов. В более северной части центрального блока (относительно поднятой по сравнению с рассматриваемым районом) в это же время формируется контрастная серия с игнимбритами. В границах с юга поднятому блоку севера Быстринского хребта также появляется кислая составляющая. Возможно, что такая редуцированность контрастного цикла в южной части центрального блока связана с тем, что данный блок в нижнем плиоцене был вовлечен в поднятие в меньшей степени, чем другие участки Срединного хребта. В верхней части коры не создавались экранирующие препятствия для магмы и тем самым не возникали условия для генерации приповерхностных магматических очагов. В этом же блоке после тектонического эпизода в среднем плиоцене образуется длительно формирующийся андезитовый массив гор Алней и Чашаконджа, который можно трактовать как единую андезитовую формацию.

Анализ материалов по андезитовому вулканизму региона выявил следующую интересную закономерность. Экструзивные массивы и отдельные крупные чисто андезитовые (иногда андезито-дацитовые) вулканы располагаются чаще всего на сочленении наиболее контрастных тектонических блоков. Кроме приведенного примера, это Ичинский андезито-дацитовый среднеплиоцен-голоценовый вулкан (северо-восточный край Шипунско-Кирганикской зоны), голоценовый вулкан Кизимен (на сочленении блоков хребтов Тумрок и Валагинского), среднеплиоцен-голоценовый вулкан Шиш (на сочленении блоков южной части хребтов Кумроч и Тумрок). Возможно, это связано с гибридным магм, генерирующихся в таких тектонических условиях, но данное предположение весьма вольное, и говорить более уверенно о генезисе таких вулканов и экструзий пока не представляется возможным.

В какой-то мере форма и размеры тектоно-магматических структур должны соответствовать геометрии зон генерации магмы в различных глубинах земной коры и верхней мантии. Представляется, что можно реконструировать крупные тектоно-магматические структуры и проследить их эволюцию по временным и пространственным ареалам распространения однотипных вулканитов, предполагая, что такие ареалы суть поверхностные проекции разноглубинных магматических очагов. В Кроноцко-Тигильской зоне, отдельные структуры которой описаны в данной книге, сделана попытка подобной реконструкции. Развитие магматизма в данном случае будет рассматриваться для верхнего структурного этажа (от раннего плиоцена до голоцена). На значительной площади Кроноцко-Тигильской зоны от плиоцена до голоцена по определенным ареалам проявляется базальтовый субшелочный магматизм, эффузивная составляющая которого представлена очень однородными мегаллагиофировыми лавами — продуктами преимущественно ареального вулканизма и шитовых вулканов. Основные объемы их сконцентрированы в Центральной Камчатской депрессии и некоторых районах Срединного и Восточного хребтов. В раннем плиоцене ареал распространения подобных базальтов был достаточно широк и захватывал на востоке хр. Тумрок и северное окончание хр. Гамчен, а в Срединном хребте — бассейны рек Половинной и Белой к западу от вулканического массива Алней-Чашаконджа, в современной Центральной депрессии — район хр. Никольского и Асхачного увала и, возможно, пьедестал Ключевской группы вулканов (см. рис. 4, 21а). Приблизительно ареал распространения мегаллагиофировых субшелочных лав в плиоцене можно очертить эллипсом с простираем его длинной оси в северо-западно-меридиональном направлении, причем большой диаметр его будет равняться примерно 180 км, малый — 120 км. После сред-

неплиоценового перерыва в вулканизме в позднем плиоцене и плейстоцене ареал их распространения резко сужается, а после активного развития разломов северо-восточного простирания и формирования горста Восточного хребта ограничивается лишь районом Ключевской группы вулканов (см. рис. 4, 21б). В голоцене же мегаплагифирические лавы сосредоточиваются лишь на вулкане Плоский Толбачик и его подножии (см. рис. 4, 21в). С сужением ареала распространения мегаплагифирических базальтов по окраинам этой эллиптической вулкано-структуры развиваются в различное время от позднего плиоцена до голоцена андезитовые и андезито-дацитовые вулканические узлы и отдельные вулканы: верхнеплиоценовый андезитовый узел тумрокского комплекса (хр. Тумрок), вулкан Шиш на юге хр. Кумроч ранне-среднеплейстоценового времени, андезитовый плиоценовый массив Алней-Чашаконджа, голоценовые вулканы Кизимен и Шивелуч (см. рис. 4). Учитывая, что на площади описываемой структуры Восточного хребта в мелу зафиксированы базитовые и ультрабазитовые проявления щелочного эффузивного и интрузивного магматизма, а также миоценовая субщелочная интрузия [Эрлих и др., 1971; Вольнец, Колосков, 1977] можно предполагать длительное унаследованное, но прерывистое развитие очага генерации субщелочной магмы с постепенным сокращением его площади в основном в плио-плейстоценовое время (о более ранних периодах в силу недостаточных площадей распространения древних пород говорить трудно), что на поверхности отражено эволюцией тектоно-магматической структуры и, если можно так выразиться, ее постепенным вырождением. Безусловно, предложенная схема упрощенная. Дана лишь оценка закономерного сокращения ареала распространения субщелочных мегаплагифирических базальтов, по нашим представлениям — продуктов "первичной" магмы для данной структуры. На фоне сокращения ареала "первичных" базальтов в центре структуры развиваются крупные известково-щелочные базальтовые и андезито-базальтовые стратовулканы (Ключевской, Камень, Безымянный), а на периферии структуры в различное время проявляется как средний, так и кислый магматизм, с которым связано образование тектоно-магматических структур подчиненного ранга.

Видимо, одна из закономерностей развития тектоно-магматических структур заключается в том, что в начальных стадиях широко проявляется базальтовый вулканизм с образованием ареальных зон и пологих щитовых вулканов. Примером начального этапа развития подобной структуры, возможно, может служить субколыцевая зона развития ареальных моногенных вулканов и пологих лавовых щитов в позднем плейстоцене и в голоцене, расположенная западнее Анавгайско-Кававлинской кольцевой структуры. Это вулкан Анаун с примыкающими к нему ареальными полями и многочисленными щитовыми вулканами и скопления одноактных конусов к северо-западу от него. К вулканическим структурам такого же начального этапа развития, видимо, относятся массивы щитовых вулканов Малый и Большой Кетепана и вулкана Большого, расположенных на северо-западном развороте Кроноцко-Тигильской зоны (см. рис. 4, 22).

В зависимости от длительности тектоно-магматического процесса и от положения в общей структуре региона фиксируются тектоно-магматические структуры на разных стадиях развития. В пределах одного структурного этажа одна из возможных схем образования кольцевой структуры представляется следующим образом: формирование базальтовых щитовых вулканов и ареальных зон — развитие стратовулканов на лавовом основании (данное звено проявляется далеко не всегда) — образование кальдер, игнимбритов и рост куполов кислого (часто среднего) состава — вовлечение структуры в поднятие, часто с вскрытием интрузивных корней, сопровождающееся слабым базальтовым или андезитовым вулканизмом. В зависимости от тектонической обстановки структуры могут "законсервироваться" на любой из перечисленных стадий развития или же эволюционировать с выпадением того или иного звена.

Если же рассматривать длительно унаследованно развивающиеся магматические узлы для двух и более структурных этажей, выделяемые тектоно-магматические структуры будут намного сложнее, и эволюция их будет связана с тек-

тоническими и магматическими этапами развития региона. Тем более важно выявление в природе подобных долгоживущих магматических узлов и парагенетически связанных с ними тектонических структур, ибо на примере их изучения можно вплотную подойти к созданию общей тектоно-магматической концепции.

Итак, в настоящей работе мы постарались показать, как на основе детально изученной геологии и формационного анализа верхнекайнозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований можно как выявить основные закономерности развития пояса наземного вулканизма и формаций, его слагающих, так и построить некоторые генетические модели вулканического процесса. Естественно, что даже детальное изучение верхнекайнозойских вулканических и вулканогенно-осадочных формаций не дает ключа к выявлению эволюции вулканизма в течение всего кайнозоя, не говоря уже о более крупных отрезках геологического времени. Представляется, что такой последовательный подход к изучению вулканических формаций сверху вниз по разрезу — от кайнозоя до древнейших эпох — позволит в конечном итоге создать общую эволюционную теорию развития вулканизма и земной коры в целом.

ЛИТЕРАТУРА

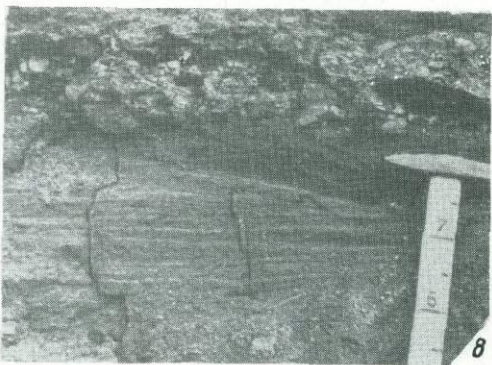
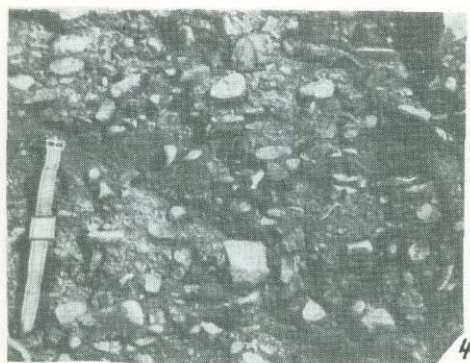
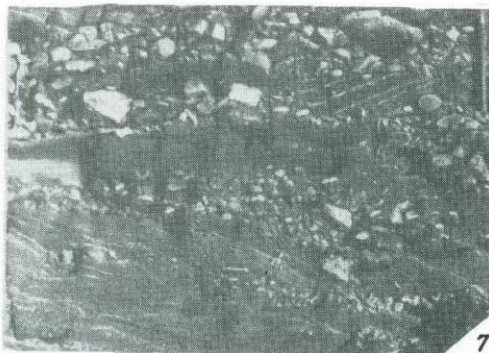
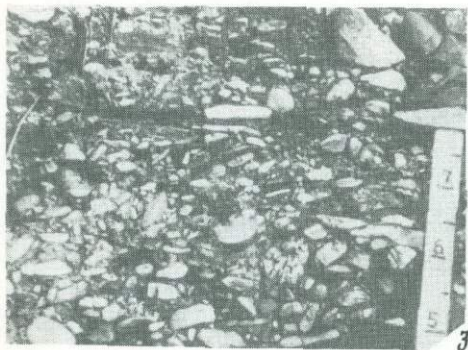
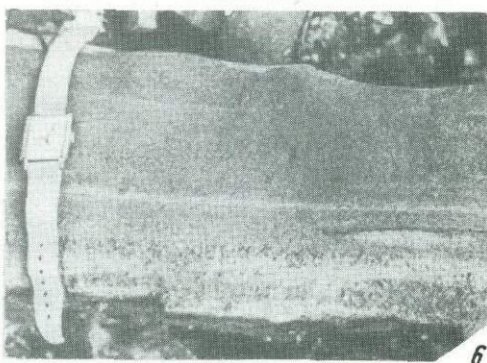
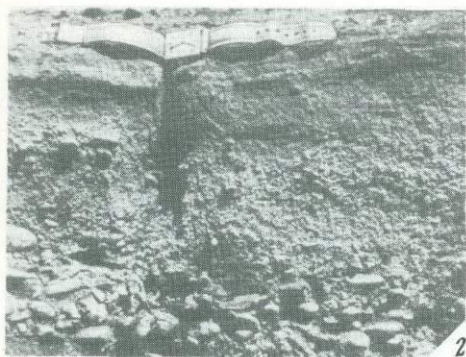
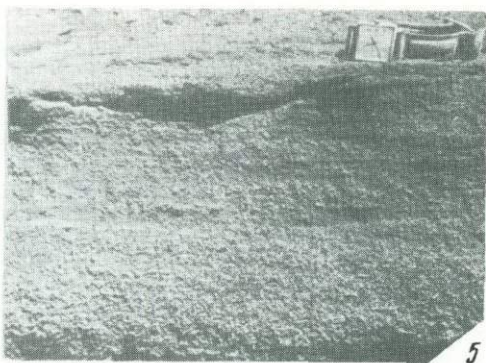
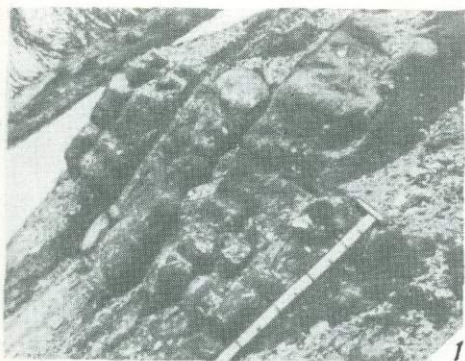
- Апрелков С.Е., Ежов Б.В. Структуры вулканических полей Центрального Камчатского пояса. — Геол. и геофиз., 1977, № 4, с. 130-136.
- Арсанов А.С., Малаева Е.М. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Камчатского перешейка в верхнеплиоценовую эпоху. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1964, № 4, с. 82-87.
- Беспалый В.Г., Борзунова Г.П., Давидович Т.Д., Линькова Т.И., Файнберг Ф.С., Шапиро М.Н. К вопросу о возрасте морских золотоносных отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка). — В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972, с. 35-43.
- Борсук А.М., Масуренков Ю.П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 38-55.
- Богвинкина Л.Н. Генетические типы областей активного вулканизма. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1972, вып. 262. 314 с.
- Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 10-32.
- Брайцева О.А., Краевая Т.С., Мелекесцев И.В. Наземные дельты Камчатки. — Геоморфология, 1975, № 3, с. 51-58.
- Валов М.Г., Челебаева А.И., Чигаева Г.Б. О перерыве между миоценовыми и плиоценовыми образованиями Быстринского хребта Центральной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 80-85.
- Василевский М.М. Теоретические предпосылки научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций. — В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977, с. 60-81.
- Власов Г.М. История геологического развития Прихотских геосинклиналей. — В кн.: Материалы межведомственного Сопределения по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, Оха, 1959 М.: Госнаучтехиздат, 1961, с. 7-16.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 178 с.
- Волынец О.Н. О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973, с. 151-178.
- Волынец О.Н., Колосков А.В. Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с.
- Волынец О.Н., Шилин Н.Л. О петрохимических особенностях плиоценовых вулканоплутонических формаций хр. Кумроч (Восточная Камчатка). — В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965, с. 10-30.
- Воробьев В.М. Аномальное магнитное поле западной части Алеутской островной дуги и прилегающих акваторий Беринговой части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, 1975, с. 82-90.
- Геология СССР. Т. XXXI. т. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.; Л.: Недра, 1964.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1, 2.
- Гептнер А.Р., Егорова И.А., Лупкина Е.Г., Певзнер М.А., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Положение границы Брюнес-Матуяна в вулканогенно-осадочных толщах Камчатки. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. п. природы, 1972, № 39, с. 3-11.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 245 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Значение палеомагнитных данных для стратиграфии кайнозоя Центральной и Восточной Камчатки. — Бюл. МОИП. Отдел геол., 1978, № 4, с. 35-41.

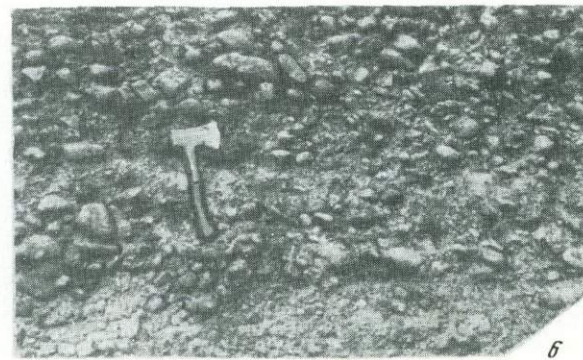
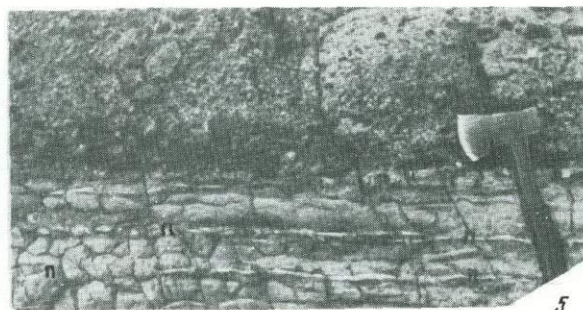
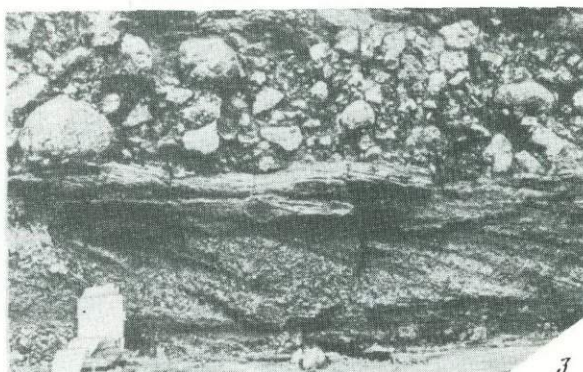
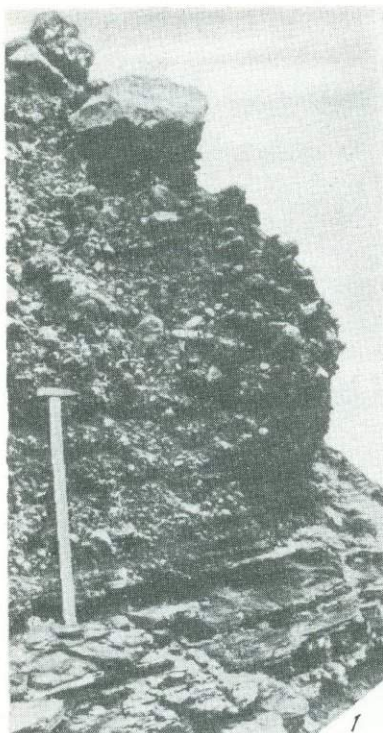
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955-1963). М.: Наука, 1965. 170 с.
- Гузиев И.С. Щелочной магматизм Тигильского района Западной Камчатки. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966, с. 197-203.
- Дараган Е.В., Певзнер М.А. Методика палеомагнитных исследований при среднемасштабном геологическом картировании в областях развития молодого вулканизма. — В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973, с. 85-88.
- Дзюденидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород (состояние вопроса). — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1968, с. 7-22.
- Елисеев В.И. О строении и фациальном расчленении пролувия (на примере Ферганской впадины). — ДАН СССР, 1963, т. 152, № 6, с. 1445-1448.
- Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
- Ермаков В.А., Алыпova О.М., Егорова И.А. Состав и возраст аллейской серии и платобазальтов Юго-Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 115-124.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1974, № 3, с. 3-20.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
- Закандырин В.В. Туфовые дайки бассейна реки Сеймкан. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1960, № 14, с. 188-193.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 55-66.
- Зубин М.И., Смирнов В.С., Таракановский А.А. Плотностные и геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 136-144.
- Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Груз., 1970. 262 с.
- Книппер А.Л., Руженцев С.В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 8-20.
- Краевая Т.С. Сухие реки районов Ключевской и Авачинской групп вулканов. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1964, вып. 2, с. 56-62.
- Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977. 125 с.
- Краевая Т.С. Отложения лахаров в плиоценовых и антропоценовых вулканогенных образованиях Камчатки. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез: (Тезисы IV Всесоюз. семинара). Южно-Сахалинск, 1974, с. 169-170.
- Краевая Т.С., Кременецкая Т.Н. Отложения сухих рек, лахаров и особенности их литификации в диагенезе (на примере молодых вулканогенных толщ Камчатки). — Бюл. МОИП. Отдел геол., 1978, № 2, с. 138-147.
- Краевая Т.С., Лупкина Е.Г., Кременецкая Т.Н. О вулканогенных молассах позднего кайнозоя Камчатки. — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 2, с. 74-78.
- Краевая Т.С., Мелекесцев И.В. Рыхлые отложения подножий молодых стратовулканов Камчатки и вопросы их генезиса. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 35-54.
- Красильников А.А., Лейбова Л.М., Юдин С.С. Интрузивные игнимбриты Карамкенского рудного поля. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, Магаданск. книжн. изд-во, 1976 (Труды I петрограф. совещ.: Ч. III), с. 269-272.
- Криштофович Л.В. Моллюски этолонской свиты Восточной Камчатки. — Палеонтол. сб., 1969, № 4 (Тр. ВНИГРИ), с. 86-95.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кутыев Ф.Ш., Лебедев М.М., Максимовский В.А. О природе вулканотектонической структуры Хангар. — Геол. и разведка ВУЗ, 1976, № 7, с. 35-47.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. М.; Л.: Гл. ред. геол.-развед. и геоэда. лит., 1935. 495 с.
- Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники

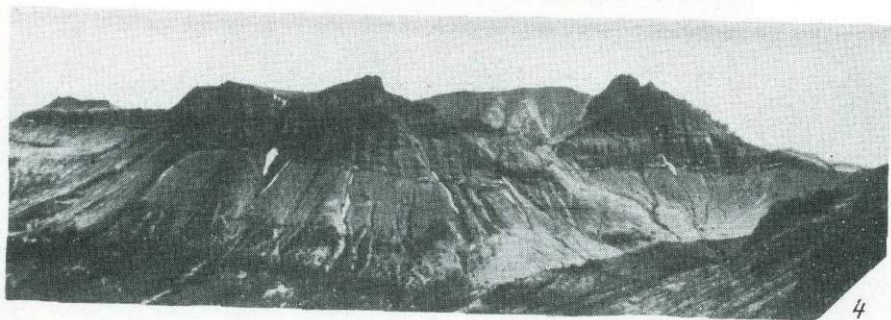
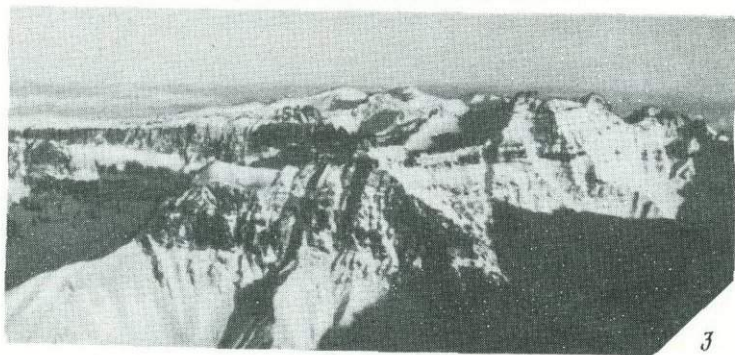
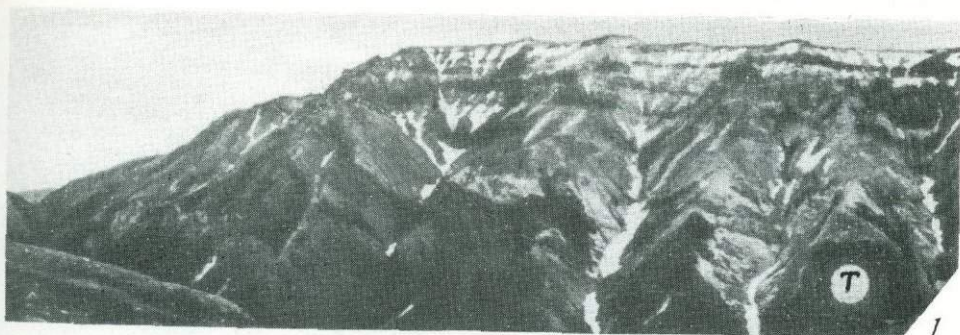
- литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит (источники энергии, тектонический процесс и динамика плит). М.: Изд-во Ин-та океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1977, с. 137–169.
- Мазарович О.А. О понятии "вулканогенная моласса". — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез: (Тезисы IV Всесоюз. семинара). Южно-Сахалинск, 1974, с. 150–152.
- Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.
- Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975. 255 с.
- Мартин Р.К. Некоторые геологические и петрографические особенности игнимбри-тов Америки и Новой Зеландии. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 544–560.
- Масуренков Ю.П. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6, с. 55–80.
- Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 128 с.
- Масуренков Ю.П. Динамика структуро-образования. — В кн.: Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карьмская структура). М.: Наука, 1980.
- Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Гео-динамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулкани-ческого пояса. М.: Наука, 1978, 274 с.
- Масуренков Ю.П., Горицкий Ю.А. Разогрев и плавление среды вокруг вулканического канала. — Бюл. вул-канол. станции, 1978, № 55, с. 70–79.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Челе-баева А.И., Лупкина Е.Г., Его-рова И.А., Кожемяка Н.Н. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Ко-мандорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Мерлич Б.В. Эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3, с. 45–58.
- Огородов Н.А., Кожемяка Н.Н., Вадеевская А.А., Огородо-ва А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Кам-чатки. — М.: Наука, 1972. 190 с.
- Офтедадь Хр. Об игнимбригах и связан-ных с ними породах. — В кн.: Пробле-мы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 184–198.
- Патока М.Г. Структурное положение и состав кислых субщелочных и щелоч-ных пород Ичинского вулканического района. — Бюл. вулканол. станции, 1978, № 55, с. 139–147.
- Патока М.Г., Успенский В.С. Кислые субщелочные и щелочные породы Цент-ральной Камчатки. — ДАН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1168–1172.
- Певзнер М.А. Палеомагнетизм и стра-тиграфия плиоцен-четвертичных отло-жений Камчатки. М.: Наука, 1972. 67 с.
- Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлан-тического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 3–18.
- Петров О.М., Хорева И.М. Корреляция позднеэоценовых и четвертичных от-ложений Крайнего Северо-Востока СССР и Аляски. — В кн.: Граница тре-тичного и четвертичного периодов. М.: Наука, 1968, с. 70–75.
- Печерский Д.М., Ключева В.Н., Ка-закова Г.П. Результаты палеомаг-нитного изучения разреза верхнекайно-зойских вулканогенных образований в центральной части Камчатского Сре-динного хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 74–94.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извер-жения в 1944–1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956 (Труды Лаб. вулканол.; Вып. II). 309 с.
- Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологичес-кие отношения и идентификация. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 347–477.
- Ротман В.К. Диагональный структур-ный шов Западной Камчатки. — ДАН СССР, 1964, т. 159, № 4, с. 897–901.
- Ротман В.К. Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса). — Труды Лаб. па-леовулканол. АН СССР, 1963, вып. 1, с. 44–56.
- Ротман В.К. О неогеновых лахаровых от-ложениях Камчатки. — ДАН СССР, 1960, т. 34, № 4, с. 913–916.
- Святловский А.Е. Атлас вулканов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 173 с.
- Смит Р.Л. Потоки вулканического пепла. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 307–370.
- Смит Ф.Г. Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 476 с.
- Супруненко О.И., Декин Г.П. Об осо-бенностях гравитационного поля Юж-ной Камчатки. — ДАН СССР, 1968а, т. 181, № 4, с. 956–959.

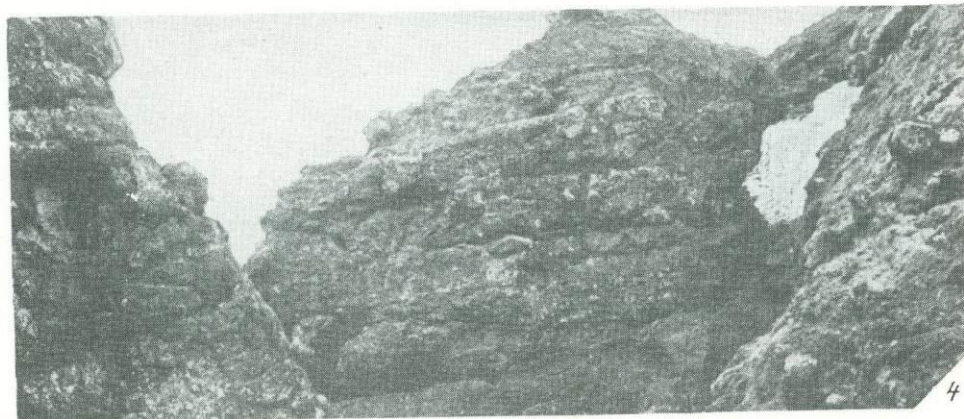
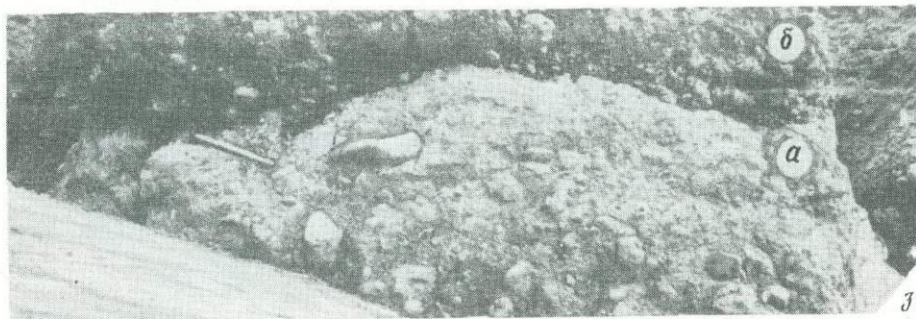
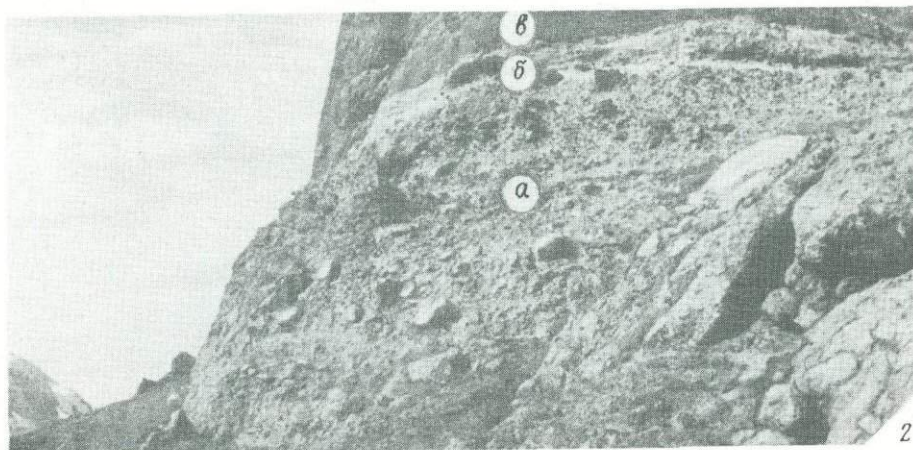
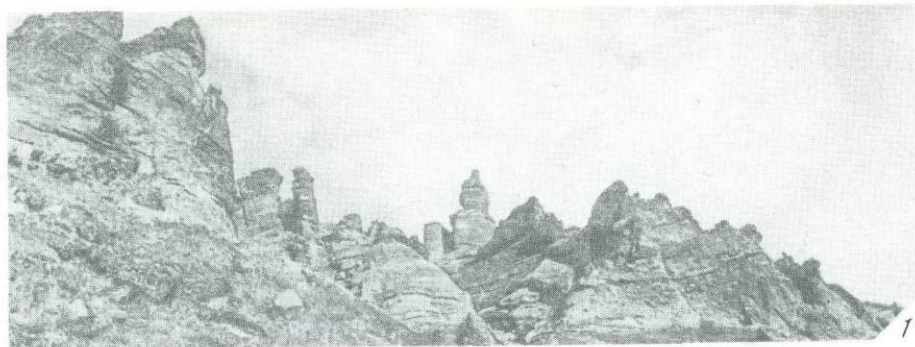
- Супруненко О.И., Декин Г.П. Субширотные разломы Восточной Камчатки. ДАН СССР, 19686, т. 180, № 6, с. 1442-1445.
- Тихонов В.И. Тектоника Южной Камчатки по новым данным геологии, геофизики и батиметрии. - Бюл. МОИП. Отдел геол., 1960, т. 35, вып. 3, с. 164-165.
- Тихонов В.И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. - В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. - Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
- Тихонов В.И. Некоторые особенности тектонического строения Японии. М.: Наука, 1964 (Труды Геол. ин-та АН СССР; Вып. 113), с. 24-47.
- Тихонов В.И. О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг. - В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1965, (Труды Геол. ин-та АН СССР; вып. 139), с. 25-31.
- Тихонов В.И., Ривов Л.А. Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки (по результатам геологических и аэромагнитных работ). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 25-31.
- Утнасин В.К., Балеста С.Т., Эрлих Э.Н., Аносов Г.И., Герман Л.Л., Шанцер А.Е. Глубинное строение структурных зон Камчатки. - Сов. геол., 1975, № 2, с. 67-80.
- Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г., Баскина В.А., Волчанская И.К., Дежин Ю.П., Кравцов В.С., Фрих-Хар Д.И. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Цикунов А.Г., Петров В.С. Надвиги Восточного хребта Камчатки. - Геол. и геофиз., 1972, № 1, с. 130-135.
- Челебаева А.И. Ископаемая флора залива Корфа и ее значение для стратиграфии неогена Камчатки: Автореф. канд. дис. М., 1971а.
- Челебаева А.И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л.: Наука, 1971б. 114 с.
- Челебаева А.И. Миоценовые флоры Восточной Камчатки. - М.: Наука, 1978. 155 с.
- Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Мchedlishvili М.А. Стратиграфическое положение и условия формирования корфской туфогенно-угленосной толщи. - В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. - Труды Ин-та вулканологии, 1966, вып. 23, с. 67-85.
- Челебаева А.И., Шанцер А.Е., Егорова И.А., Лупикина 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.
- Шанцер А.Е. Особенности позднекайнозойского вулканизма и тектоники Восточной и Центральной Камчатки: Автореф. канд. дис. М., 1968.
- Шанцер А.Е. Этапы развития палеорельефа. - В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, с. 58-83.
- Шанцер А.Е. Ксенолиты фундамента в продуктах извержения Новых Толбачинских вулканов и проблема формирования подводящих магматических каналов в верхней части земной коры. - В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении. М.: Наука, 1978а, с. 56-63.
- Шанцер А.Е. Структурное обрамление юга Ключевой группы вулканов и особенности тектоники и магматизма Кроноско-Тигильской поперечной зоны. Бюл. вулканол. станции, 1978б, № 56.
- Шанцер А.Е. Блоковая структура Камчатки и расположение тектоно-магматических структур в зависимости от движения блоков в позднем кайнозое. - Бюл. вулканол. станции, 1979, № 57.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки. - В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966 (Труды Ин-та вулканол.; Вып. 23), с. 86-98.
- Шанцер А.Е., Тихонов В.И. Тектоника южной части хребта Кумроч (Восточная Камчатка). - Геотектоника, 1967, № 3, с. 98-103.
- Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С. Вулкан Кизимен. - Бюл. вулканол. станции. Новосибирск: Наука, 1973, № 49, с. 29-36.
- Шанцер А.Е., Гептнер А.Р., Егорова И.А., Лупикина Е.Г., Певзнер М.А., Челебаева А.И. Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 62-73.

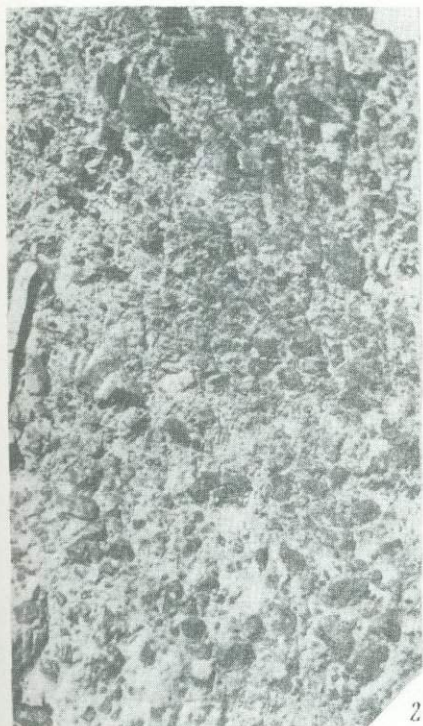
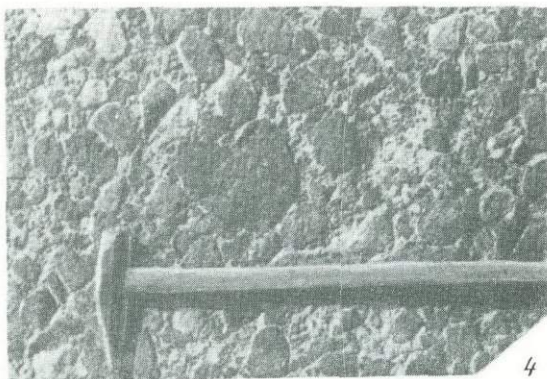
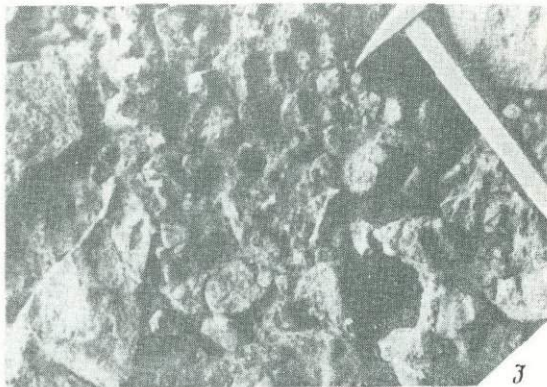
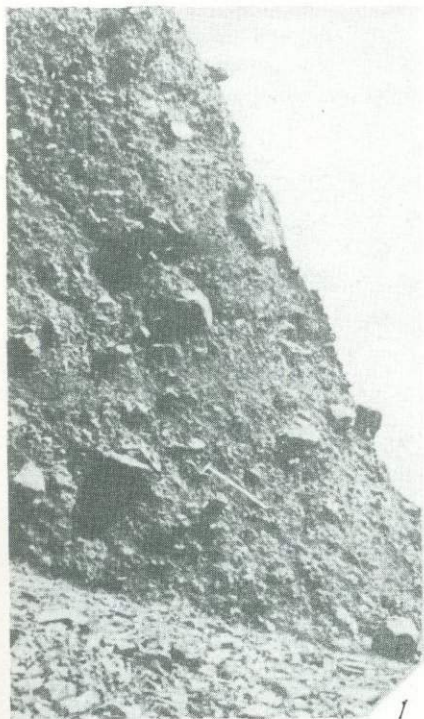
- Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. — М.: Наука, 1976. 115 с.
- Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1964, т. II. 720 с.
- Шеймович В.С. Особенности развития дочетвертичных вулканотектонических депрессий на Камчатке. — Геотектоника, 1974, № 6, с. 118—125.
- Шеймович В.С. Вулканические каналы. — Геол. и геофиз., 1975, № 9, с. 29—36.
- Шеймович В.С., Валов М.Г. О возрасте рудообразования в Быстринском и Срединном хребтах Центральной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, с. 110—115.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 241 с.
- Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш. Меймечиты Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2, с. 3—9.
- Cotton C.A. Volcanoes as landscape forms, Chritchurch and London, Whitcomb and Tomes, 1952, 416.

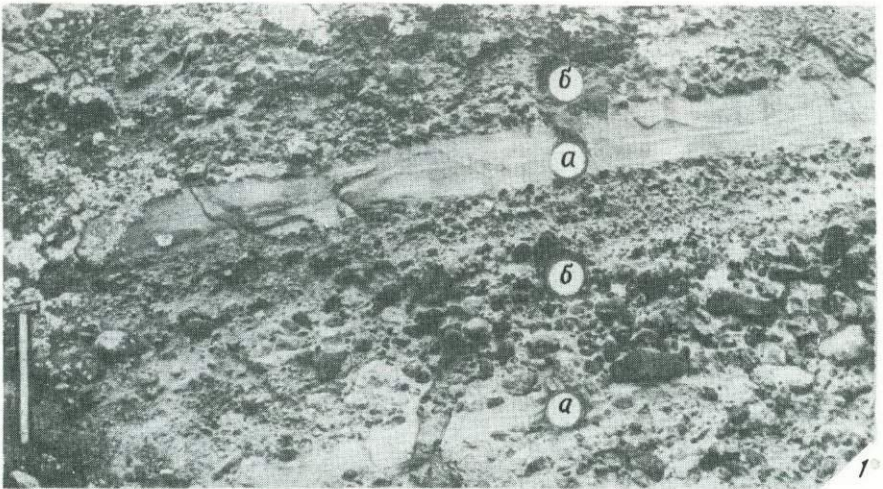


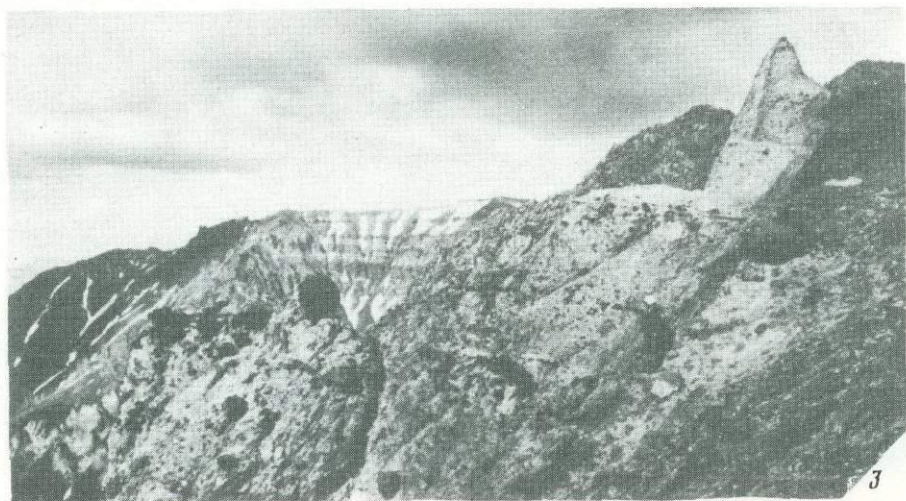
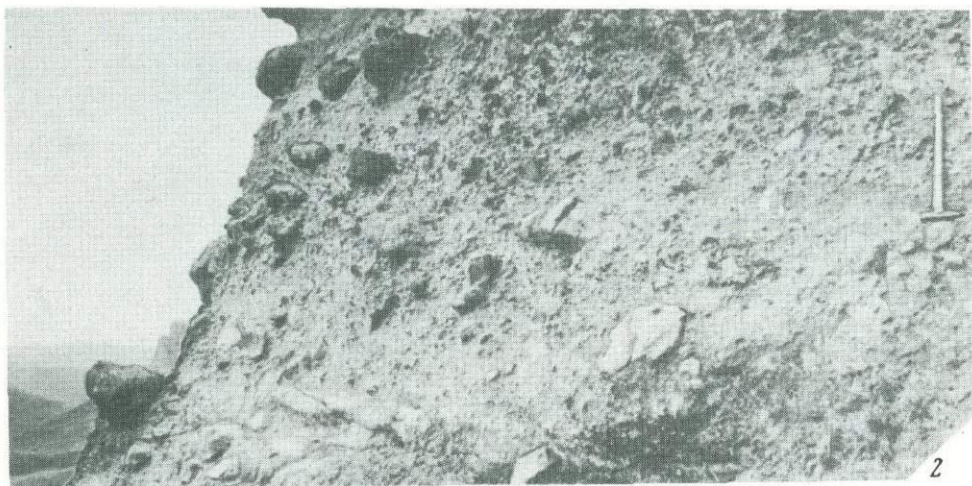


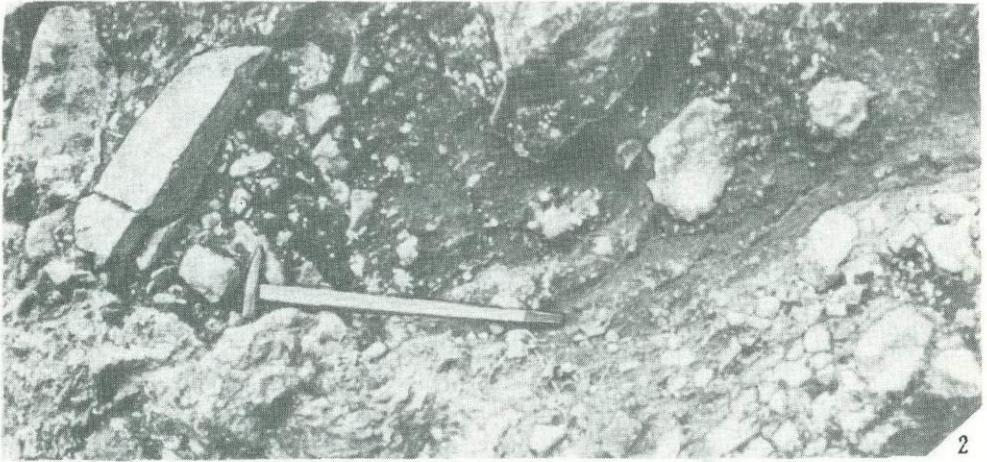


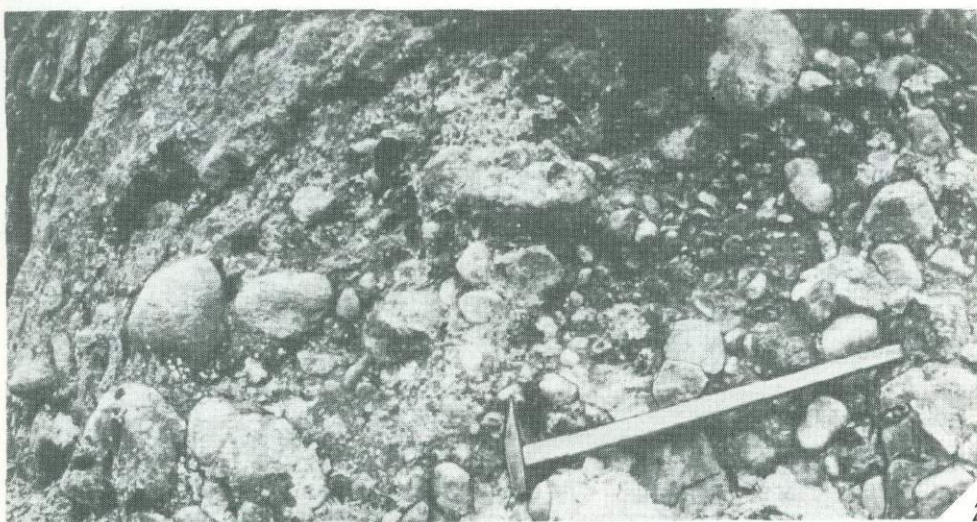
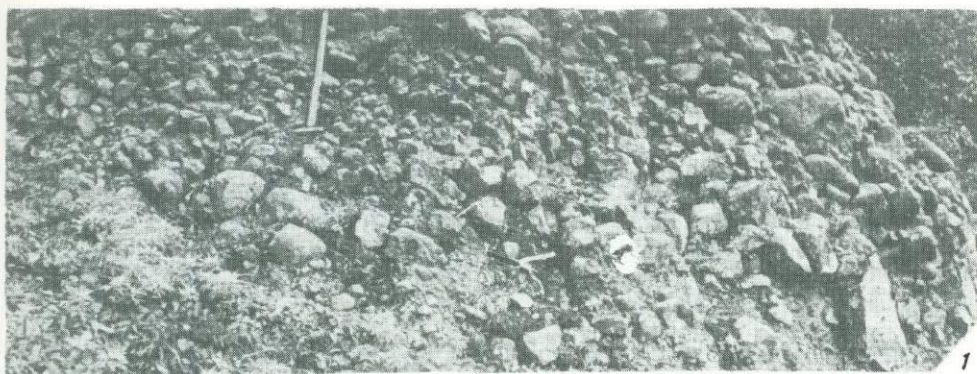


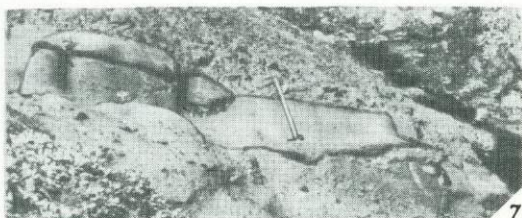
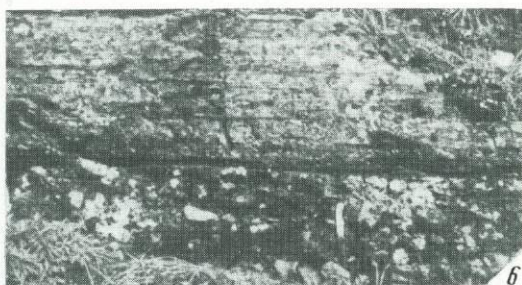
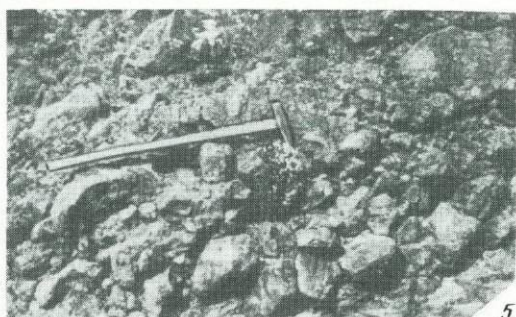
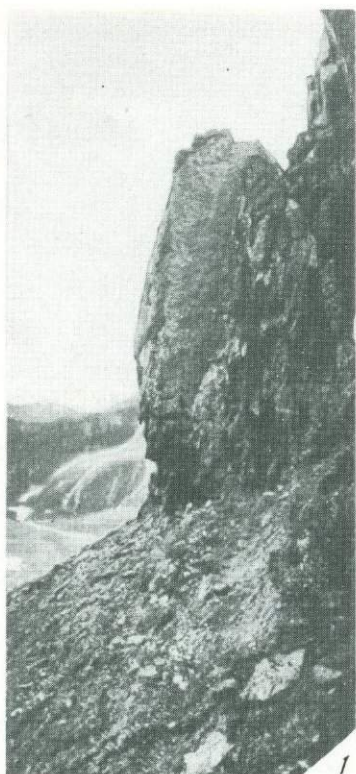


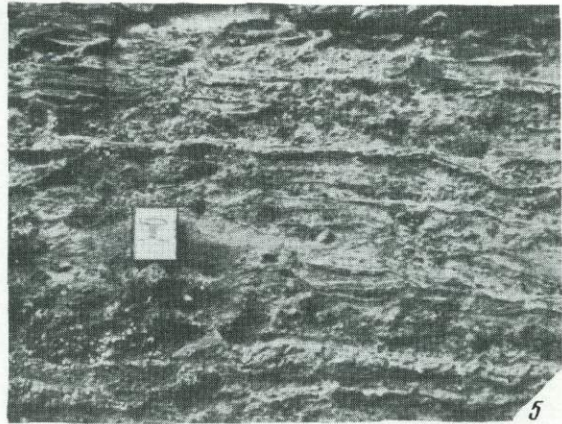
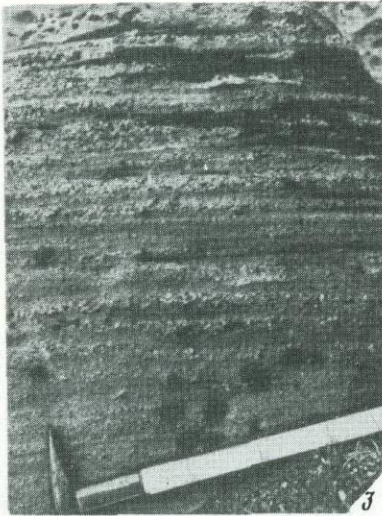
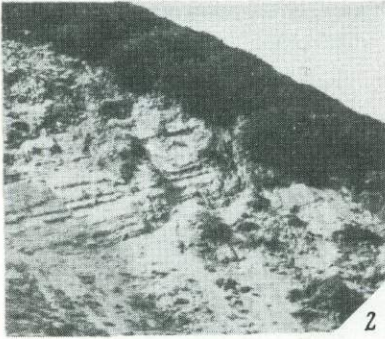


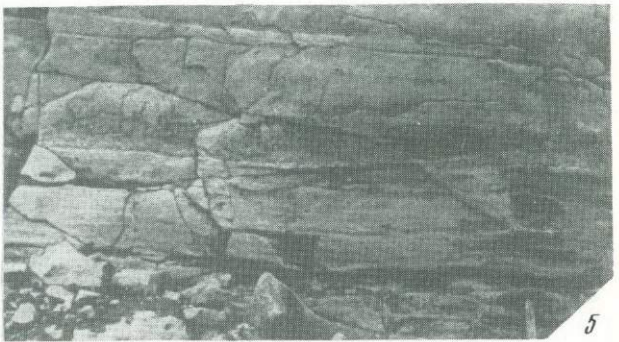
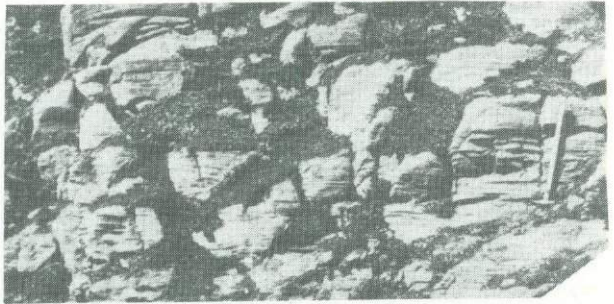
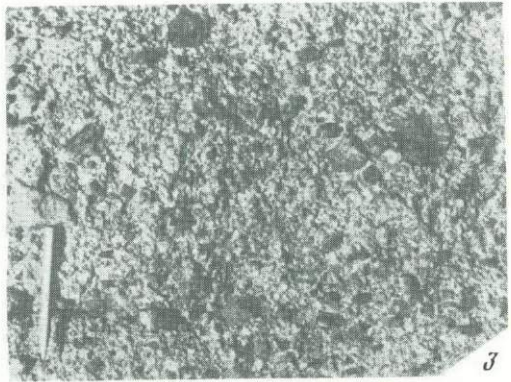
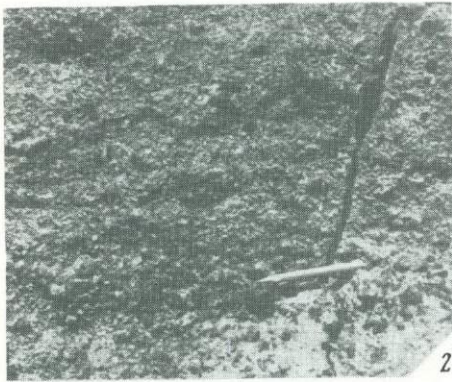






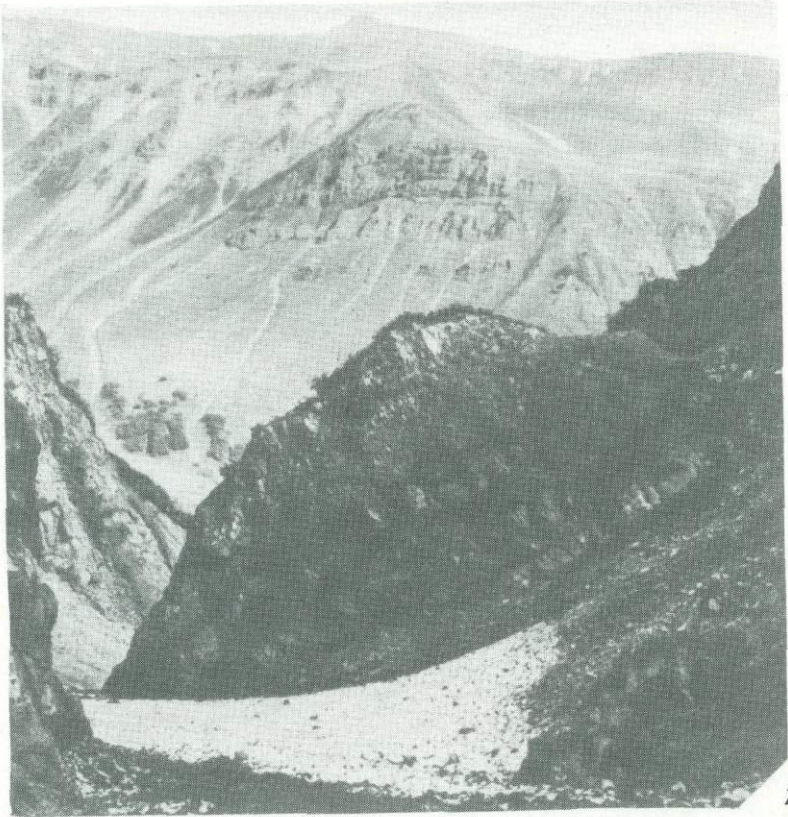




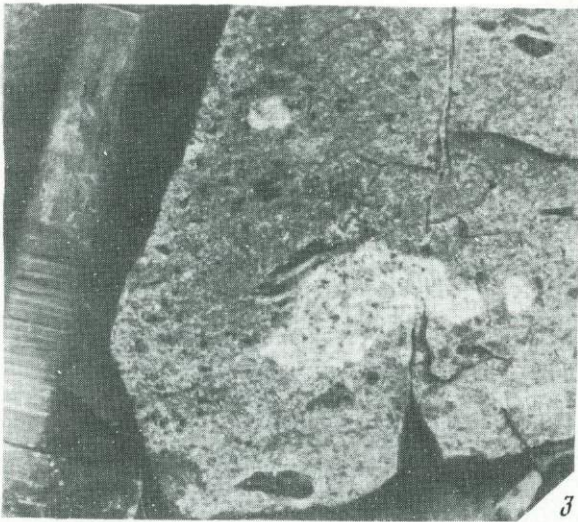
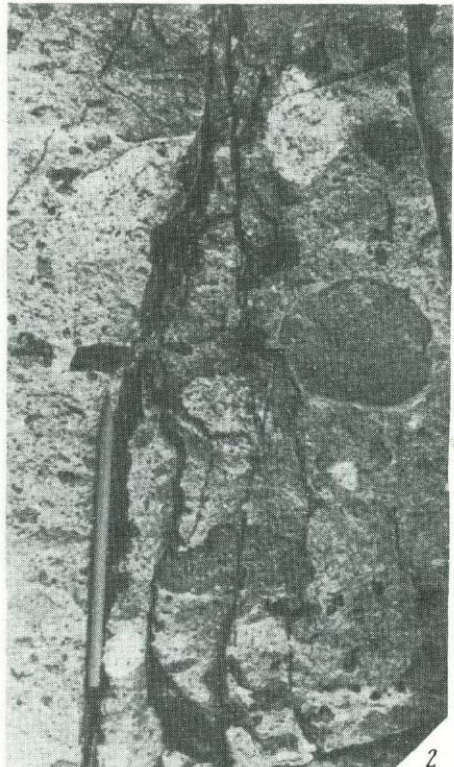


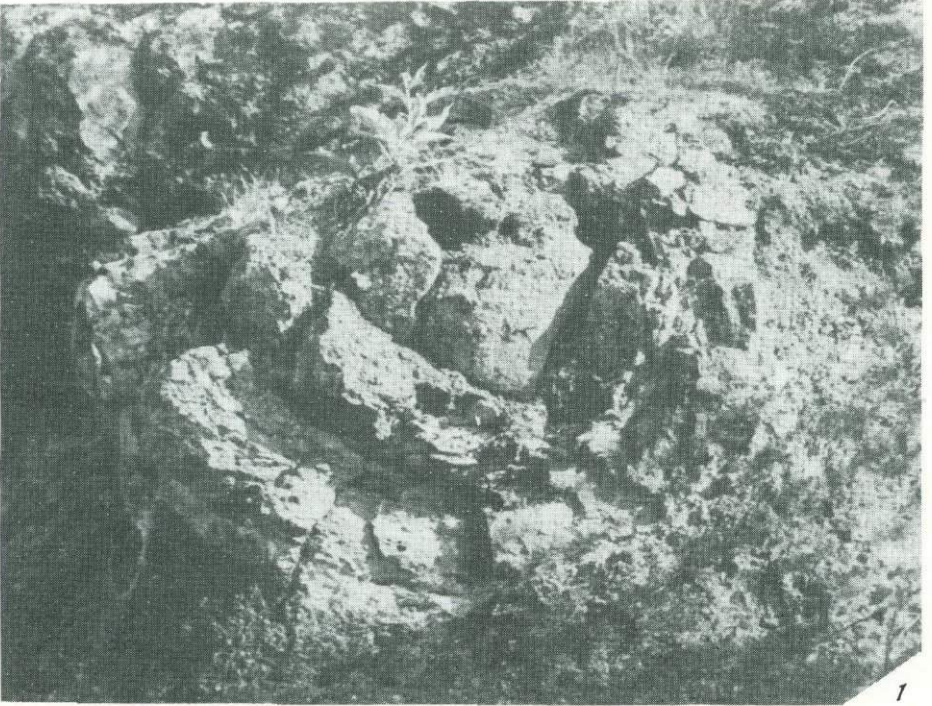


1

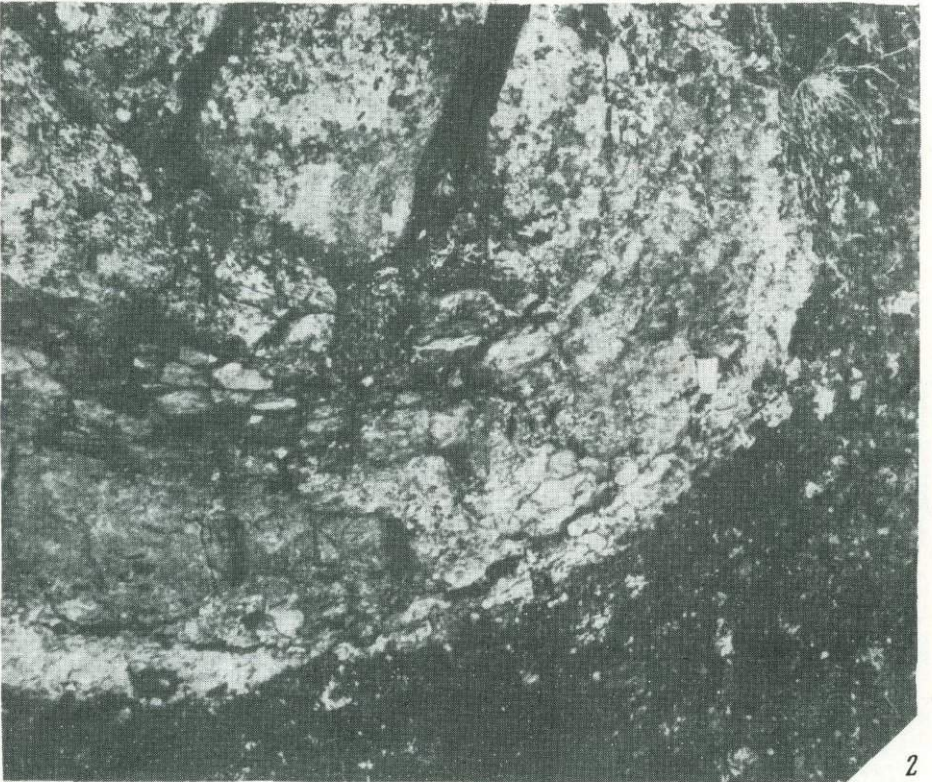


2

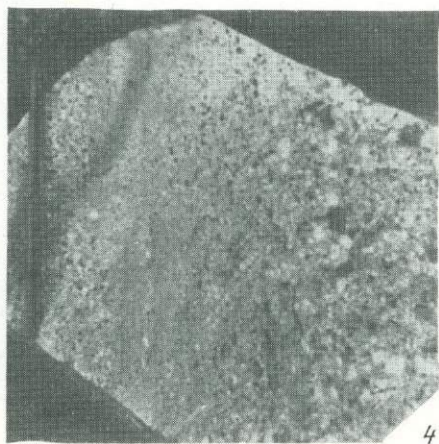
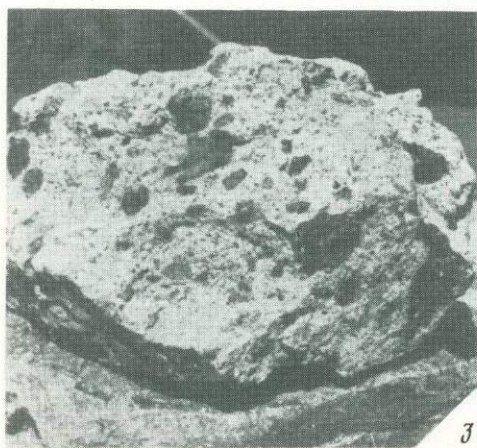
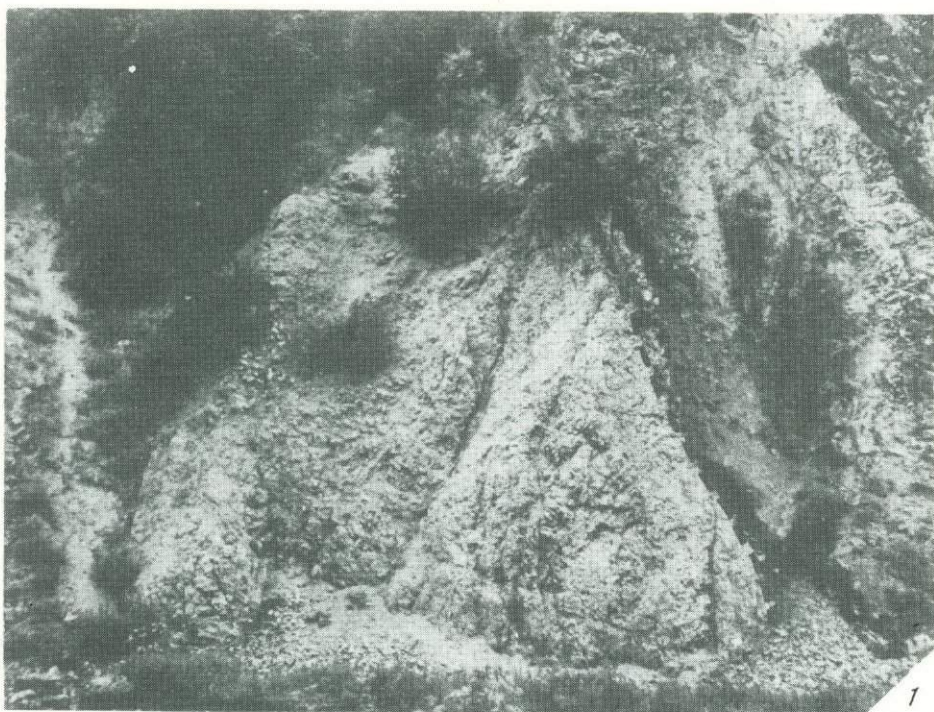




1



2



ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I

Структурно-текстурные особенности аллювиальных образований вулканотерригенной и вулканогенной моласс шапинской свиты (нижний плиоцен). Хребет Тумрок. Восточная Камчатка. Левый борт долины р.левой Шапиной в верхнем течении.

1 - участок обнажения вулканогенно-осадочных пород в разрезе вулканогенной молассы. Субпараллельный характер напластования чередующихся серий туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов.

2 - субпараллельная слоистость в отложениях разного гранулометрического состава; в прослое туфоконгломерата на нижней части фото заметна характерная ориентировка окатышей: длинной осью и плоскими поверхностями субпараллельно плоскостям напластования.

3, 4 - детали строения серий вулканомиктовых конгломератов: длинные оси уплощенных окатышей ориентированы субпараллельно плоскостям напластования серий.

5, 6 - детали строения серий гравелистого туфопесчаника; хорошо видна субпараллельная слоистость; на фото 6 она подчеркнута слоями светлоокрашенных вулканических пеплов.

7 - косая (в верхнем правом углу снимка), субгоризонтальная и пологая косоугольная слоистость в разнозернистых вулканомиктовых песчаниках и конгломератах.

8 - элементы косой перекрестной слоистости в гравелитах и разнозернистых туфопесчаниках.

Таблица II

Вулканогенно-пролювиальные накопления в зоне замещения вулканогенной молассы породами базальтовой формации шапинской свиты (нижний плиоцен). Северная часть хр. Тумрок. Восточная Камчатка.

1 - наносы "сухой" реки, перекрытые отложениями лахара. Левый борт долины р.левой Шапиной в истоках. А - разнозернистые и гравелистые речные туфопесчаники. Б - переслаивающиеся речные среднегалечные туфоконгломераты и туфогравелиты. В - лахаровая конгломерато-брекчия. Заметна характерная для отложений лахаров повышенной вязкости концентрация наиболее крупных обломков в кровле слоя.

2 - общий вид отложений "сухой" реки, показанных на фото 1. Отчетливо выражена субпараллельная слоистость, обусловленная чередованием пакетов туфопесчаников и туфоконгломератов.

3 - деталь обнажения, показанного на фото 1: структурно-текстурные особенности отложений "сухих" рек (долинная фация). На нижней части фото представлена серия косоугольного туфопесчаника, на верхней - туфоконгломерат с характерным хаотичным расположением гальки, которая отличается преобладанием полууголоватых и полуокатанных фрагментов.

4 - общий вид отложений "сухой" реки (фация наземной дельты). Левый борт долины р. Ближней. А - туфопесчаники и туфогравелиты с редкими пакетами туфоконгломератов. Б - чередующиеся туфоконгломераты и гравелиты, содержащие мелкую гальку. Для слоев А и Б характерна субпараллельная линзовидная слоистость. Суммарная мощность наносов составляет 35 м. В - базальтовые агломератовые туфы и базальты.

5 - деталь слоя А, показанного на фото 4; внизу - чередующиеся субпараллельно-слоистые разнозернистые и гравелистые туфопесчаники, содержащие прослойки светлоокрашенных вулканических пеплов [п]; вверху - среднегалечный туфоконгломерат, постепенно переходящий в мелкогалечный.

6 - деталь слоя Б, показанного на фото 4; отчетливо выражена субпараллельная слоистость в туфоконгломератах, подчеркнутая ориентировкой длинных осей окатышей.

Субпараллельное напластование в наносах, представленных на фото 5 и 6 — один из характерных признаков отложений субаэральных дельт.

Таблица III

Взаимоотношение лавово-пирокластических образований, слагающих периклинали верхнеплиоценовых стратовулканов, и нижнеплиоценовых вулканогенных толщ. Восточная и Центральная Камчатка.

1 — общий вид разреза нижней части базальтовой формации шапинской свиты [Ш] и несогласно перекрывающих ее существенно пирокластических образований формации верхнеплиоценовых андезитовых стратовулканов тумрокского вулканогенного комплекса [Т]. Фигурной скобкой отмечен участок склона, изображенный на фото 2. Граница между разновозрастными толщами отмечена пунктиром. Правый борт долины р. Ближней в среднем течении. Хр. Тумрок. Восточная Камчатка.

2 — деталь разреза, показанного на фото 1. Хорошо видно резко несогласное наложение пород тумрокского вулканогенного комплекса [Т] на дислоцированную толщу шапинской свиты [Ш].

3 — западная периклиналь верхнеплиоценового эруптивного центра (тумрокский вулканогенный комплекс), вскрытая глубоким эрозионным врезом левых притоков р. Левоу Шапиной. Окожерловая зона показана стрелкой. Северная часть хр. Тумрок. Фото В.Н. Нечаева.

4 — образования верхнеплиоценовой базальтовой формации стратовулканов (кренукский вулканогенный комплекс), перекрывающие толщу вулканитов кахтунской свиты [К]. Разрез периклинали разрушенного вулкана обозначен буквой П.

Таблица IV

Грубая слоистость в телах верхнеплиоценовых стратовулканов. Хр. Тумрок. Восточная Камчатка.

1 — грубая субпараллельная слоистость в существенно пирокластических отложениях руин стратовулкана, вскрытых в правом борту долины р. Таводок. Тумрокский вулканогенный комплекс. Северная часть хр. Тумрок.

2 — деталь разреза руин стратовулкана, показанного на фото 1. Грубая субпараллельная слоистость образована за счет чередования линзовидных прослоев лахаровых конгломерато-брекчий (а), туфогравелитов и туфоконгломератов "сухих" рек (б) и андезитовых агломератовых туфов (в).

3, 4 — грубая субпараллельная слоистость в обломочных отложениях руин стратовулкана (тумрокский вулканогенный комплекс), вскрытых в долине руч. Ковалева. В разрезе чередуются лахаровые конгломерато-брекчии и андезитовые агломератовые туфы. Крупным планом эти отложения показаны на фото 3 (соответственно "а" и "б"). Южная часть хр. Тумрок.

Таблица V

Агломератовые туфы в руинах верхнеплиоценовых стратовулканов и в вулканогенных толщах нижнего плиоцена Срединного и Восточного хребтов Камчатки.

1 — грубо- и среднеобломочные базальтовые агломератовые туфы. Заметна грубая слоистость, обусловленная чередованием отложений разного гранулометрического состава. Среди наиболее крупных фрагментов в туфах встречаются вулканические бомбы, размер которых достигает 1 м в поперечнике. Деталь разреза нижнеплиоценовой базальтовой формации в истоках р. Правой Белой. Срединный хребет.

2 — псефитовый туф в разрезе агломератовой мантии андезитового купола в истоках р. Киркиной. Валагинский хребет.

3, 4 — агломератовый туф в разрезе нижнеплиоценовой базальтовой формации. Басейн р. Авачи.

5, 6 — детали разреза руин верхнеплиоценового андезитового стратовулкана, вскрытого в долине руч. Ковалева. Южная часть хр. Тумрок. На фото 5 изображен бомбовый горизонт; в правой части снимка различимы отдельные вулканические бомбы изометрической формы типа цветной капусты. На фото 6 — среднеобломочный агломератовый туф пирокластического потока; характерна оглаженность фрагментов.

Таблица VI

Отложения лахаров в периферических частях руин существенно пирокластических эруптивных андезитовых аппаратов тумрокского вулканогенного комплекса (верхний плиоцен). Хр. Тумрок, Восточная Камчатка.

1 - вулканогенно-пролювиальные отложения периферической части верхнеплиоценового стратовулкана, разрез которого вскрыт в левом борту долины р. Лево́й Шапины в верхнем течении. Грубая слоистость обусловлена чередованием линз туфогравелитов и туфопесчаников "сухих" рек мощностью 0,5-0,7 м (а) и линз лахаровых конгломерато-брекчий (б) мощностью до 5 м.

2 - деталь обнажения лахарового валунного туфоконгломерата, изображенного на фото 1. Степень окатанности валунов в отложениях лахаров, показанных на табл. VI, заметно выше, по сравнению с показанными на табл. VII. Это объясняется, видимо, тем, что в первом случае лахарами был переложен уже окатанный материал.

3 - линза лахаровой конгломерато-брекчии в нижней части разреза руин стратовулкана тумрокского комплекса. Видна плотная "упаковка" валунов, среди которых характерно преобладание полуугловатых и полуокатанных; слоистость отсутствует. Долина руч. Ковалева. Южная часть хр. Тумрок.

Таблица VII

Отложения лахаров в периферических частях руин существенно пирокластических эруптивных андезитовых аппаратов тумрокского вулканогенного комплекса (верхний плиоцен). Хр. Тумрок, Восточная Камчатка.

1 - участок обнажения грубообломочных вулканогенно-пролювиальных накоплений в нижней части толщи андезитовой формации стратовулканов (тумрокский комплекс). На фото представлено переслаивание валуносодержащих отложений лахаров и менее грубых наносов "сухих" рек. Для лахаровых конгломерато-брекчий характерны: весьма плотная "упаковка" крупных полуугловатых и полуокатанных фрагментов и отсутствие слоистости. Правый борт долины р. Таводок в среднем течении.

2 - лахаровая конгломерато-брекчия в нижней части толщи тумрокского вулканогенного комплекса. Обращает внимание присущая отложениям лахаров слабая окатанность крупных фрагментов и отсутствие слоистости. Правый борт долины р. Таводок в верхнем течении.

3 - лахаровая конгломерато-брекчия в основании разреза тумрокского вулканогенного комплекса. Человек стоит на частично отпрепарированной кровле слоя. Отчетливо видна характерная для отложений лахаров повышенной вязкости концентрация наиболее крупных фрагментов в кровле слоя; степень их окатанности слабая; преобладают полуугловатые и полуокатанные; слоистость отсутствует. Левый борт долины р. Ближней в среднем течении.

Таблица VIII

Ледниковые образования в периферических частях руин эруптивных аппаратов тумрокского вулканогенного комплекса и вулканогенной молассе шапинской свиты. Хребет Тумрок, Восточная Камчатка

1, 2 - мореноподобные валунные конгломерато-брекчии в основании разреза тумрокского комплекса. Характерны присущие морене отсутствие сортированности материала и значительное содержание полуугловатых и полуокатанных фрагментов, Правый борт долины р. Таводок в среднем течении.

3 - мореноподобные отложения, подстилающие андезитовые лавы в подошве разреза нижней вулканогенной формации шапинской свиты в районе перевала из долины р. Лев. Шапины в долину р. Адриановки. Структурно-текстурные особенности аналогичны такому мореноподобных отложений, показанных на фото 1, 2.

Таблица IX

Водно-ледниковые образования в разрезах периферических частей руин эруптивных аппаратов тумрокского вулканогенного комплекса (верхний плиоцен). Хребет Тумрок, Восточная Камчатка.

1, 2, 3 - валунный туфоконгломерат в подошве разреза тумрокского вулканогенного комплекса. Судя по обилию фрагментов более 10 см (до 60% на фото 1; до 40% на

фото 2 и 3) и преобладанию полуокатанного и окатанного материала, здесь вскрыты водно-ледниковые отложения. На фото 3 в предполагаемых флювиогляциальных образованиях отчетливо выражена сортировка материала, что нашло отражение в грубой субпараллельной линзовой слоистости. Правый борт долины р. Тавонок в среднем течении.

Таблица X

Вулканогенно-пролювиальные образования в составе вулканогенной толщи нижнего плиоцена в южной части хр. Валагинского

1 — обнажение лахаровой конгломерато-брекчии в основании игнимбритового покрова нижнеплиоценовой дацит-игнимбритовой формации. Характерно сочетание столбчатой и чешуйчатой отдельностей. Долина первого от истоков правого притока р. Кавычи.

2 — лахаровая конгломерато-брекчия в разрезе нижнеплиоценовой базальтовой формации. Характерны: отсутствие признаков слоистости, преобладание полуугловатых и полуокатанных обломков. Правый борт долины р. Киркиной в 1,5 км западнее г. Курганной.

3, 4 — детали обнажения лахаровой конгломерато-брекчии, показанного на фото 1. Хорошо видны чешуйчатая и оскольчатая отдельности, искажающие первичную структуру отложений: отдельные валуны и галька иногда с трудом различимы на фоне оскольчатой поверхности.

5 — лахароподобная конгломерато-брекчия в разрезе эффузивно-пирокластической толщи нижнеплиоценовой базальтовой формации. Характерны: преобладание полуугловатых и полуокатанных валунов, их плотная "упаковка", отсутствие слоистости.

6 — отложения озерного облика в кровле нижнеплиоценового лавово-пирокластического разреза. В верхней части снимка отчетливо видна тонкая субпараллельная слоистость, обусловленная чередованием слоев мощностью от 1 до нескольких см среднезернистого и разнозернистого гравелистого туфопесчаника. Тонкослоистые осадки подстилаются отложениями с "лункирной" слоистостью, подчеркнутой ориентировкой гальки. Юго-восточный склон г. Бараньей на левобережье р. Кавычи.

7 — наносы "сухих" рек в лавово-пирокластическом разрезе нижнеплиоценовой базальтовой формации на левом борту долины р. Кавычи в истоках. Четко выражена субпараллельная линзовидная слоистость, обусловленная чередованием линз-пакетов туфопесчаников и туфоконгломератов. Среди окатышей характерно преобладание угловатых, полуугловатых и полуокатанных.

Таблица XI

Вулканогенно-осадочные образования в нижнеплиоценовой толще базальтовой формации, вскрытой в долинах рек Половинной и Правой Белой, Срединный хребет Камчатки.

1 — общий вид части эффузивно-пирокластического разреза базальтовой формации с линзами вулканогенно-осадочных отложений, показанных ниже на фото 2, 3, 4. Правый борт долины р. Половинной в 1,4 км к юго-юго-востоку от г. Чашаконджа.

2 — линза озерных (А) и речных (Б) вулканогенно-осадочных отложений в разрезе вулканитов, общий вид которого показан на фото 1. Субпараллельная тонкая слоистость озерных отложений гор. А, хорошо различима на снимке, обусловлена чередованием слоев алевритистых, мелкозернистых, среднезернистых и разнозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью от 0,2 до 1-7 см, перемежающихся с прослоями светлоокрашенных вулканических пеллов мощностью от 0,5 до 15-20 см. Флювиальные отложения гр. Б. представлены переслаивающимися линзовидными пакетами мощностью до 1 м туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов "сухих" рек.

3 — чередующиеся среднезернистые, разнозернистые туфопесчаники, туфогравелиты и мелкогалечные туфоконгломераты, характерные для верховьев "сухих" рек, прорезающих нижние части склонов вулканов. Отчетливо выражена типичная для отложений данного генетического типа субпараллельная линзовидная слоистость. Деталь обнажения, представленного на фото 1.

4 — лахаровая конгломерато-брекчия. Характерно свойственное отложениям данного генетического типа отсутствие сортировки материала: Среди фрагментов более 2 см преобладают угловатые и полуугловатые; изредка встречаются полуокатанные и окатанные. Заполнитель представлен алевритистыми дресвянисто-песчаными фракциями. Деталь разреза, показанного на фото 1.

5 — субпараллельнослоистые чередующиеся разнозернистые туфопесчаники и туфогравелиты с мелкой полуугловатой и полуокатанной галькой эффузивов. Залегают в виде линзы мощностью 2 м между лавовыми потоками нижнеплиоценовой базальтовой форма-

ции. По структурно-текстурным свойствам идентифицируются с отложениями истоков "сухих" рек. Левый борт долины р. Правой Белой в верхнем течении.

Таблица XII

Вулканогенно-осадочные образования в нижнеплиоценовой толще базальтовой формации. Долина безымянного левого притока р. Половинной, стекающего с южного склона г. Чашаконджа. Срединный хребет.

1 - псефо-псаммитовые туфы (А) и разнозернистые туфопесчаники и туфогравелиты (Б), вскрытые в левом борту ручья.

2 - деталь слоя А обнажения, показанного на фото 1. В лапиллиево-лепловом туфе заметна нечетко выраженная слоистость, обусловленная чередованием тефры лапиллиевой и гравийно-песчаной размерности.

3 - неслоистый лапиллиево-лепловый туф слоя А.

4 - деталь слоя Б обнажения, показанного на фото 1. Видны структурно-текстурные особенности отложений: субпараллельная слоистость обусловлена чередованием разнозернистых туфопесчаников и туфогравелитов, содержащих мелкую и среднюю полуугловатую и полукатанную гальку.

5 - субпараллельная слоистость в среднезернистых, разнозернистых туфопесчаниках и туфогравелитах слоя Б. Типы текстур и структур, изображенных на фото 4 и 5, характерны для вулканогенно-пролювиальных наносов субаэральных дельт небольших "сухих" рек в пределах подножий вулканов.

6 - тонкая субпараллельная слоистость в отложениях озерного облика, вскрытых над урезом ручья в правом борту долины, в 70 м выше по течению от обнажения, изображенного на фото 1. Слоистость обусловлена чередованием слоев тонкозернистых, мелкозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов.

Таблица XIII

Характер залегания пород плиоценовых формаций в долине р. Правой Белой. Срединный хребет. Центральная Камчатка.

1 - пологая моноклиналль в толще нижнеплиоценовой базальтовой формации (кахтунская свита), вскрытая в левом борту р. Правой Белой в верхнем течении. На заднем плане в левой части снимка видно налегание на плиоценовую вулканогенную толщу нижнеплейстоценовых вулканитов (их подошва показана пунктиром).

2 - на переднем плане - крутое залегание в зоне разлома вулканитов базальтовой формации нижнего плиоцена (кахтунская свита) в правом борту долины р. Правой Белой в истоках. На заднем плане в левом борту долины наблюдается пологое залегание вулканитов той же толщи.

Таблица XIV

Макротекстуры и макроструктуры в породах основания покрова игнимбритов. Истоки р. Козыревки. Хребет Козыревский. Центральная Камчатка.

1 - мелкоблоковая отдельность в "игнимбритоидах" основания покрова.

2, 4 - грубообломочная структура "игнимбригоидов" в основании покрова. Многочисленные ксенолиты представлены обломками эффузивов и гранитоидов (светлоокрашенные фрагменты). Наблюдается слабо выраженная тенденция к субпараллельной ориентировке уплощенных ксенолитов (фото 2). Изредка попадаются ксенолиты, инъецированные материалом основной массы породы (фото 4, внизу справа).

3 - "игнимбритоиды" в нижней части разреза покрова (на 130 м выше уреза истока р. Козыревки, где были сделаны фото 2 и 4). Здесь сохраняются структурно-текстурные особенности породы, показанные на фото 2 и 4, однако наблюдается более четко выраженная тенденция к субпараллельной ориентировке уплощенных ксенолитов. Светлоокрашенные ксенолиты представлены гранитоидами.

Таблица XV

Некоторые текстурные особенности фьямме-игнимбритов в разрезе нижнеплиоценовой игнимбритовой формации в истоках р. Козыревки.

1 - сфероидальное тело (поперечник около 1,5 м) в одной из стекловатых зон внутри покрова игнимбритов. Внутри "сфероида" заключено базальтовое ядро размером 0,6 м в поперечнике; его ограничения отпрепарированы в процессе выветривания и поэтому хорошо различимы на снимке. Базальтовое ядро облекает игнимбрит с концентрическим расположением фьямме.

2 - деталь фото 1, на которой представлена часть базальтового ядра "сфероида", концентрическое расположение фьямме, а также концентрическая трещиноватость в окружающем ядро-ксенолит игнимбристе.

Таблица XVI

Подводящий канал игнимбритового извержения типа трубки взрыва. Долина верхнего течения правого притока р. Козыревки, стекающего со склонов г. Козыревки. Хребет Козыревский, Центральная Камчатка.

1 - общий вид "трубки взрыва" (оконтурена пунктиром).

2 - ксенолит гранитоида в породе "трубки взрыва".

3 - игнимбрист из центральной части "трубки взрыва". Характерны очень слабо уплощенные фьямме эллиптической формы.

4 - игнимбрист из зоны эндоконтакта "трубки взрыва". Крупные эллипсоидальные фьямме отсутствуют. Характерна субпараллельная полосчатость, ориентированная вдоль вертикальных ограничений "трубки". Полосчатость обусловлена чередованием маломощных зон (0,2-3 см), насыщенных мелкими ксенолитами, размер которых колеблется от 0,1-1 до 1 мм в разных зонах.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ, ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА И НАЗЕМНОГО ОСАДКО- КОНАКОПЛЕНИЯ В КАЙНОЗОЕ КАМЧАТКИ.	8
Основные тенденции развития кайнозойского геосинклинального прогиба и сопря- женного с ним пояса наземного вулканизма.	-
Главные эпохи складчатости и основные этапы развития наземного вулканизма в кайнозое.	-
Блоковое строение Камчатки. Особенности вулканотектонических структур.	17
ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ПЛИОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ	29
Вводные замечания.	-
Хребет Тумрок.	33
Общая характеристика.	-
Становление нижнеплиоценовых вулканогенных формаций, вулканотерригенной и вулканогенной моласс.	37
Генетические типы вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений базаль- товой, базальт-игнимбритовой и андезитовой формаций и некоторые вопросы методики реконструкции древних вулканов.	60
Продукты эффузивной деятельности.	-
Продукты эксплозивной деятельности.	61
Вулканотерригенные и вулканогенно-осадочные образования.	62
Район Авачинских озер и верховьев р.Кавычи.	64
Район рекилевой Жупановой и Балагинского хребта.	73
ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ПЛИОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ).	79
Центральный относительно опущенный блок.	-
Восточный склон Срединного хребта в бассейнах рек Кунхилок и Шишей (пра- вые притоки р.Еловки).	81
Стратиграфия и особенности тектоники.	-
Характер вулканизма и особенности осадконакопления.	83
Верховья рек Белой и Половинной (район гор Чашаконджа и Алней).	89
Стратиграфическая основа и характеристика разреза.	-
Особенности тектоники.	93
Магматизм и особенности осадконакопления.	94
Южный поднятый блок Срединного хребта.	95
Быстринский и Срединный хребты в бассейнах рек Крерук, Крюки, Анавгай и Тигиль.	-
Стратиграфические предпосылки.	-
Особенности тектоники.	99
Вулканизм и особенности осадконакопления.	100
Район Козыревского хребта в верховьях р.Козыревки.	107
Особенности магматизма.	-
Особенности формирования сложных игнимбритовых покровов и подводящие каналы игнимбритовых извержений.	109
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИКИ И ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧ- НОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ.	115
ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА.	124
Общие закономерности развития формационных рядов в наземном вулканическом поясе.	-
Значение формационного анализа для построения генетических моделей вулканичес- кого процесса.	129
ЛИТЕРАТУРА	136
ПРИЛОЖЕНИЕ (фототаблицы, объяснения к фототаблицам).	157

Алексей Евгеньевич Ш а н ц е р, Тамара Семеновна Краевая

**ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА
(на примере позднего кайнозоя Камчатки)**

Утверждено к печати Институтом вулканологии
ДВНЦ АН СССР

Редактор *Е.П. Алтухова*

Редактор издательства *О.М. Ванюкова*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

Технический редакторы *Н.А. Посканная, Н.М. Петракова*

ИБ № 17071

Подписано к печати 16.07.80. Т- 08573. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.лечл. 14,4+1,5 вкл. Уч.-издл. 17,5. Тираж-600 экз.
Тип. зак. 1452. Цена 2 р. 60 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

2 р. 60 к.

3292