

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

Шацер А.Е., Краева Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса (на примере позднего кайнозоя Камчатки).— М.: Наука, 1980.

В книге освещаются общие тенденции развития пояса наземного вулканализма и показана связь вулканализма с эволюцией тектонического процесса и образованием блоковой структуры. Даётся 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 вулкано-тектоническим структурам.

Ил. 64, табл. 16, библ. 135 назв.

Ответственный редактор
К.Н. РУДИЧ

ВВЕДЕНИЕ

При развитии наземного вулканического пояса образуются сложные формационные ряды, включающие набор формаций от магматических интрузивных и эфузивных до вулканотерригенных¹. Собственно магматические и вулканотерригенные формации – это крайние члены единого ряда, где промежуточными звенями служат эфузивно-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 вулкано-тектонических 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 поднявшихся 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 пирамидальным материалом, изверженным синхронно седиментации.

генных и вулканогенно-осадочных толщ. Межгорные впадины, в которых задерживается максимальное количество обломочного материала, могут быть двойного генезиса: либо это тектонические и вулкано-тектонические 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 вулкано-тектонических структур, как линейных, так и изометрических. Сочетание магматического и тектонического процессов при всем многообразии вулкано-тектонических форм приводит в конечном итоге к созданию различных по величине и длительности развития аккумулятивных и тектоно-аккумулятивных 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 вулкано-тектонических 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 размытии пирокластических образований. В умеренно гумидном климате при активной склоновой денудации теоретически возможно полное переотложение рыхлой и слабоспекшейся пирокластики. Захоронение ее в больших объемах *in situ* чаще всего происходит при образовании контрастных базальт-лапитовых 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 тектоно-магматического процесса, характера вулканической деятельности, полного или неполного цикла развития вулкано-тектонических 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 вулкано-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 вулкано-тектоники – характера блоковых подвижек, гликативных дислокаций, эволюции вулкано-тектонических 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 по-нимаются 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 большое 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 вулкано-тектонических 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 вулкано-тектонические 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

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

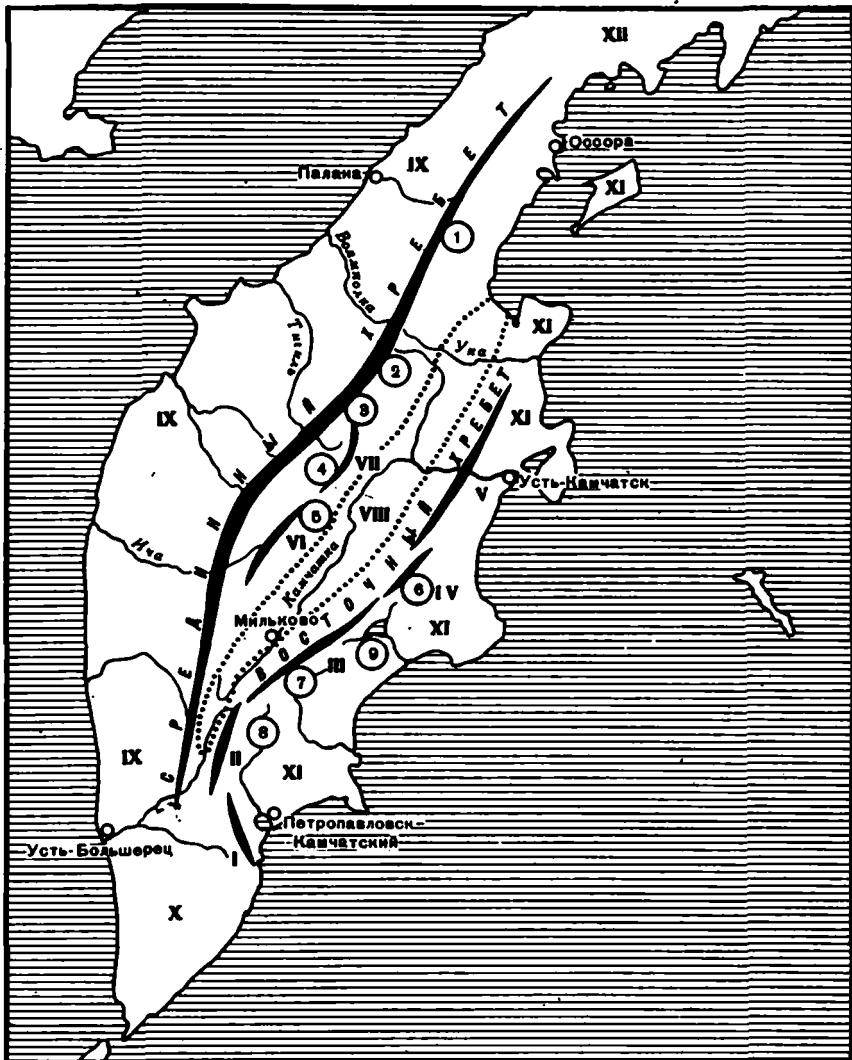


Рис. 1. Географическая схема п-ова Камчатка с обозначением районов, исследованных авторами

Хребты: I – Южно-Быстрический; II – Ганальский; III – Валагинский; IV – Тумрок; V – Кумроч; VI – Козыревский; VII – Быстрический. 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. Хайлюи, 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. Левой 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 щапинская 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. Хайлюли, 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 кахтунской 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 ОСАДКОНАКАПЛЕНИЯ 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 простираций. От палеоценена 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 вулканализма, характерного для кайнозойских поднятий. От раннего к позднему кайнозою за кономерно расширяются площади, захваченные наземным вулканализмом, 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 срачению 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 вулканализмом в центральной и восточной частях региона. Курильская гряда – край Охотской платформы, вовлеченный в подвижную зону, видимо, лишь с поздне го эоценена [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-

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

² Стратиграфические 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 олиоцене 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 в сторону Охотской платформы. Наряду с движениями по присущим кайнозою разломам северо-восточного простирания активизируются более древние системы расколов (в основном характерные для мелового времени) северо-западного простирания – Шипунско-Кирганикская, Кроноцко-Тигильская, Озерновско-Хайлупинская 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 поднятые блоки 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 кайнозое 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 глубинный 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 олиоцен и поздний миоцен. Таким образом, вспышки 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, олиоцен-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 тектономагматические циклы: эоцен-раннеолиценовый, олиоцен-позднемиоценовый и незавершенный плиоцен-четвертичный. Каждый из тектономагматических 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, тектономагматического цикла, предыдущая же история эволюции структуры и вулканизма региона приводится лишь в обобщенном виде.

На границе мела и палеогена (видимо, в дании-раннем палеоцене) в пределах региона произошла коренная структурная перестройка с обособлением структурно-фаунистических зон, имеющих в кайнозое свою специфическую историю развития. Выделяются три крупные структурно-фаунистические 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-фаунистической зоны в кайнозое была рассмотрена нами ранее [Шанцер, 1974]. Здесь же мы остановимся лишь на особенностях развития наземного вулканизма и связанных с ним формаций.

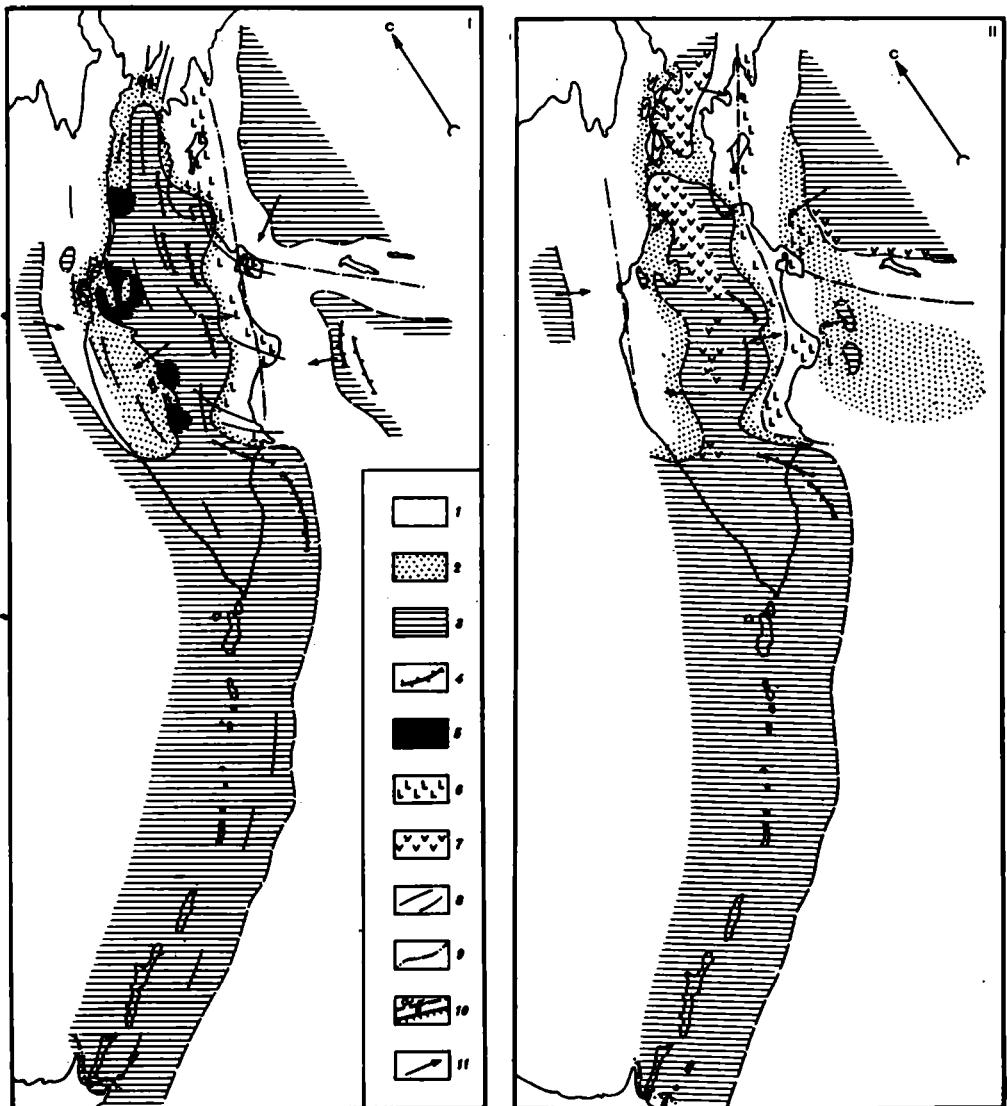


Рис. 3. Палеогеографические схемы Курило-Камчатской зоны в кайнозое

I – палеогеографическая схема нижнепалеоценового времени; II – палеогеографическая схема среднеэоценового времени; III – палеогеографическая схема верхнеэоценового времени; IV – палеогеографическая схема для среднего–верхнего олигоцена; 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 – суши; 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 простирации складок; 9 – оси прогибов; 10 – разрывные нарушения: а) сбросы и всбросы, б) надвиги; 11 – направление сноса обломочного материала.

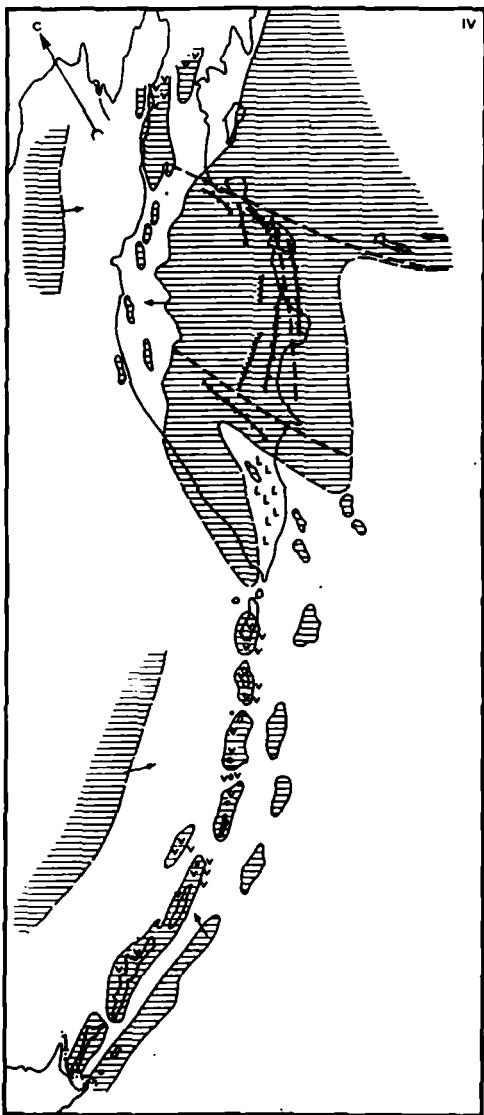
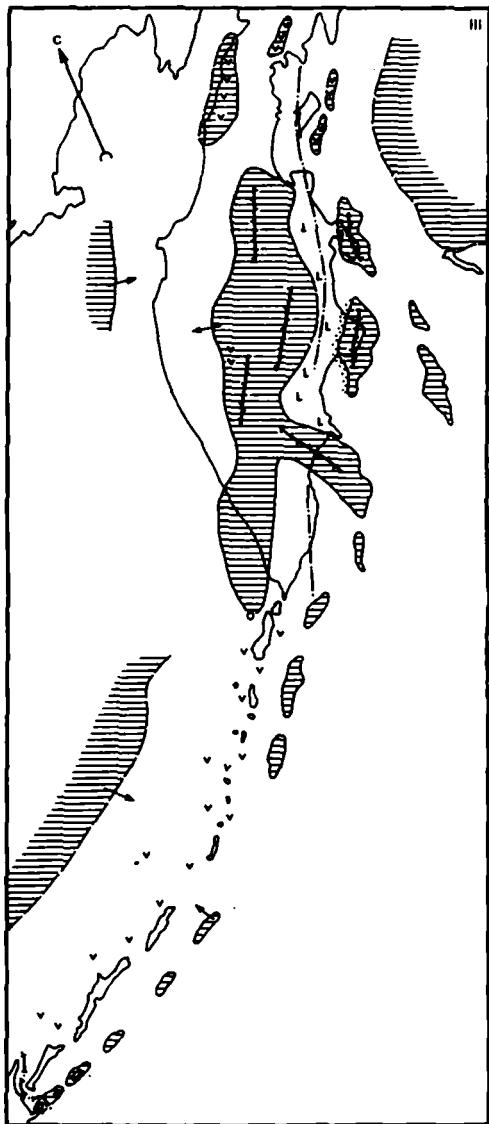


Рис. 3 (продолжение)

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 прослои прибрежно-морских осадков с фауной моллюсков, характерной для эоценовой морской сантольской свиты. В пределах Западно-Камчатского прогиба вулканогенергическими и вулканогенно-осадочными аналогами кинкильской свиты являются, видимо, континентальные фации части тигильской серии. Собственно вулканогенные фации ограниченно распространены лишь в западном крыле прогиба — андезитовый горизонт напанской свиты в районе мыса Утхолоцкого. Можно предположить, что в это время слабый вулканизм развивался по краю Охотской платформы. На

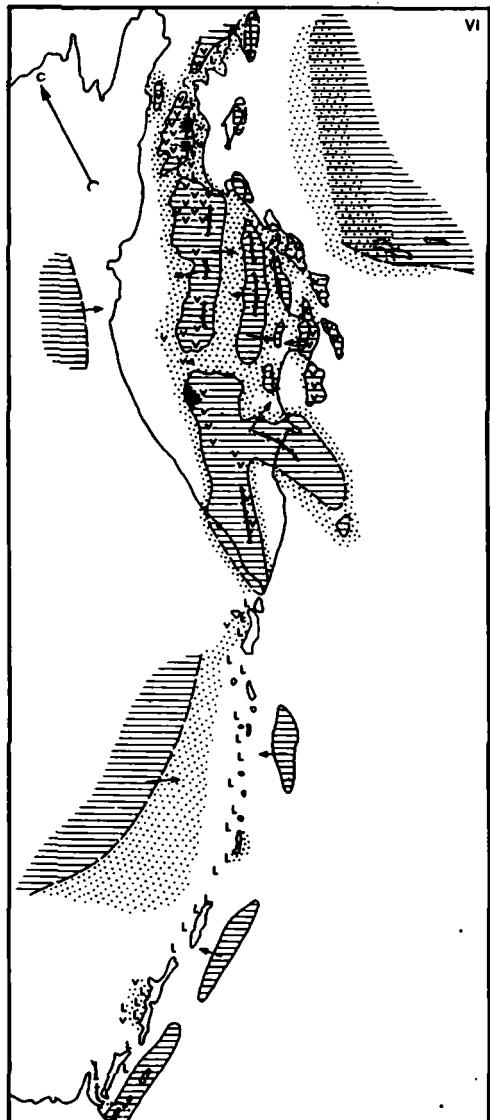
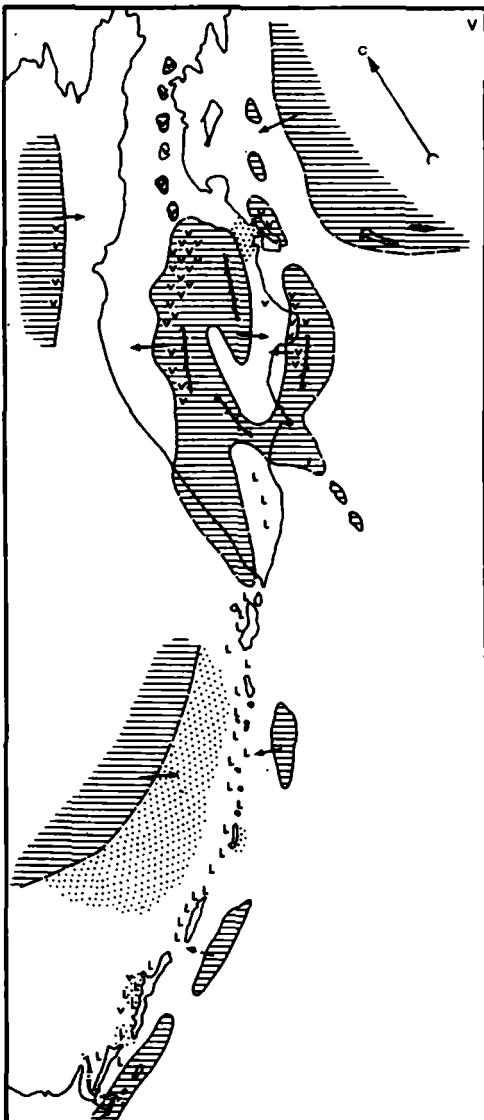


Рис. 3 (продолжение)

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

Вулканогенные и вулканотенно-осадочные накопления перечисленных выше свит и серий по существу представляют собой как латеральные, так и вертикальные формационные ряды, в которых сочетаются существенно эфузивные, эфузивно-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-

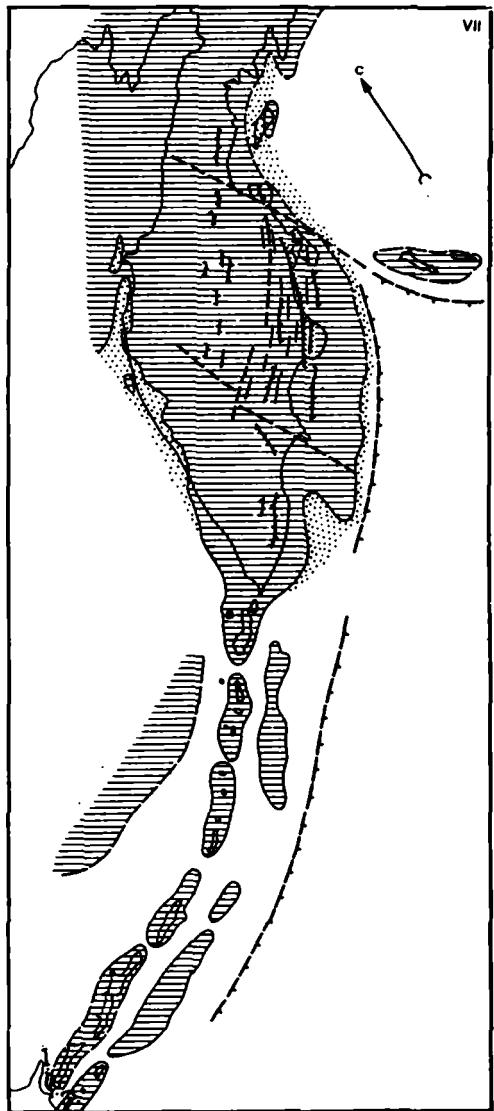
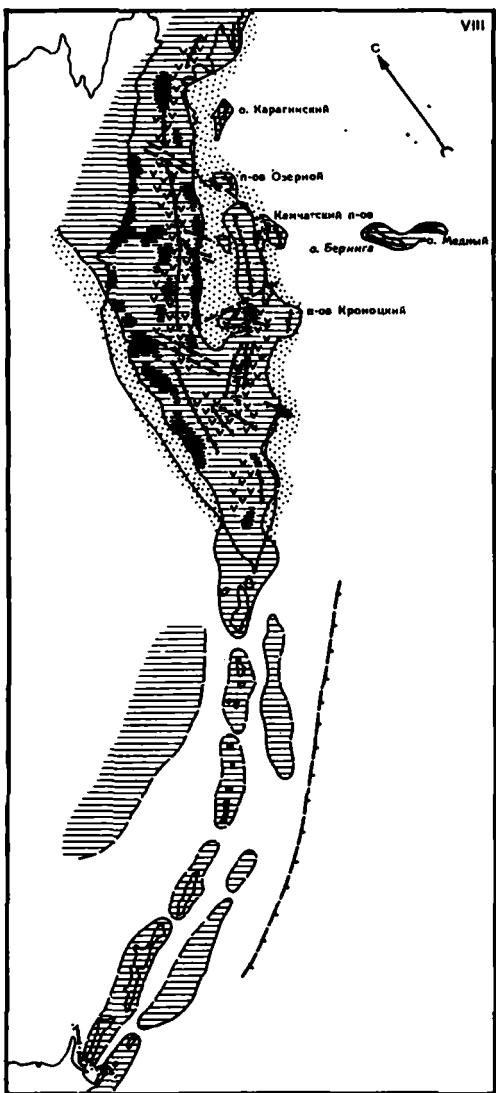


Рис. 3 (окончание)



димо, лишь с небольшими перерывами) проявлялся в олигоцене, а также в раннем и среднем миоцене, с тенденцией постепенного распространения с севера на юг по простианию 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 Срединного хребта и в хр. Южно-Быстриńskом).

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 Срединного хребта – это соответственно ительменская и каваллинская свиты [Челебаева, 1971]. Вулканическая деятельность намного менее интенсивная, чем в раннем-среднем миоцене, проявлялась лишь в районах Центрального поднятия и выражалась в основном в извержениях кислых вулканов, а также образовании кальдер и вулкано-тектонических депрессий, часто заполненных озерами, в которых накапливались довольно мощные пачки туффитов¹, тефроидов² и кислых туфов. С кислым вулканализмом 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 кайнозое горообразование и складчатость.

В результате позднемиоценовой орогении на Восточной Камчатке сформировался тектонический горный рельеф. На Центральной Камчатке он был, видимо, более низкогорным, 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 вулканализма 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 вулканализм с широким развитием базальт-дацитовых известково-щелочных серий. Аномально встречаются эфузивы и интрузивные тела субщелочного состава и породы, пересыпанные глиниоземом. 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 молassa – 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 пирокластики).

² "Тефроид" – термин, предложенный на том же семинаре для пород, образованных из переотложенной тефры [Дзоценидзе, Хворова, 1968] "без ощущимой 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 процессов на каждом этапе развития пояса наземного вулканизма в кайнозое. К сожалению, пока не удается выяснить характер эволюции указанных формационных рядов от эоцена к квартеру, 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 вулкано-тектоники также для каждого этапа, выявления петрологических и геохимических особенностей каждой формации в отдельности.

Для построений такого рода пока достаточно изучен лишь позднеплиоцен-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, нижнеплиоценовый 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 щапинской свиты в хр. Тумрок, в отдельных участках на Шипунском полуострове и на Кроноцкой площади, а также на юге Камчатки. Для этого времени характерно мощное континентальное осадконакопление, как вулканотерригенное, так и чисто вулканическое. Часто наблюдаются сложные фаунистические 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, андезито-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 поверхности 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, Крепук (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. Хайлюи на севере представлял чисто аккумулятивную вулканическую возвышенность. Севернее, вплоть до широты залива 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 воин сложный вулканический рельеф, представленный системой вулканических хребтов и плато. Характерными для этого времени были существенно лавовые стратовулканы, кальдеры и вулкано-тектонические депрессии, в которых, как правило, наряду с вулканитами 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 Кимитчна, Сехлун, Кахтун, а также в бассейне правых притоков р. Еловки. Массовые излияния ареальных базальтов и извержения игнимбритов образовали платообразные поверхности, причем игнимбриты ассоциировались как с кольцевыми вулкано-тектоническими депрессиями, так и с линейными структурами типа грабенов. Следует отметить, что, несмотря на общее северо-восточное простиранье вулканической зоны Центральной Камчатки, вулканы и отдельные вулканические хребты часто контролируются разломами северо-западного простиранья. Такое же простиранье в нижнем плиоцене имели многие вулкано-тектонические 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 энэмтэнской свиты, для которой характерна слабая угленосность, выраженная малоощущим прослойями 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-норитов в хр. Кумроч определен в 4±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 существует, 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, Шацер, 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 продолжал 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 простирации 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 тектономагматических 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 простираций. Наиболее отчетливо выражены линейные блоки типа горстов и грабенов северо-восточного простирания, соответствующие крупным современным морфоструктурам, в какой-то степени унаследованным развивающимися 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 Алия и Чашаконджи на юге до р. Хайлюи 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, 2. Зак. 1452

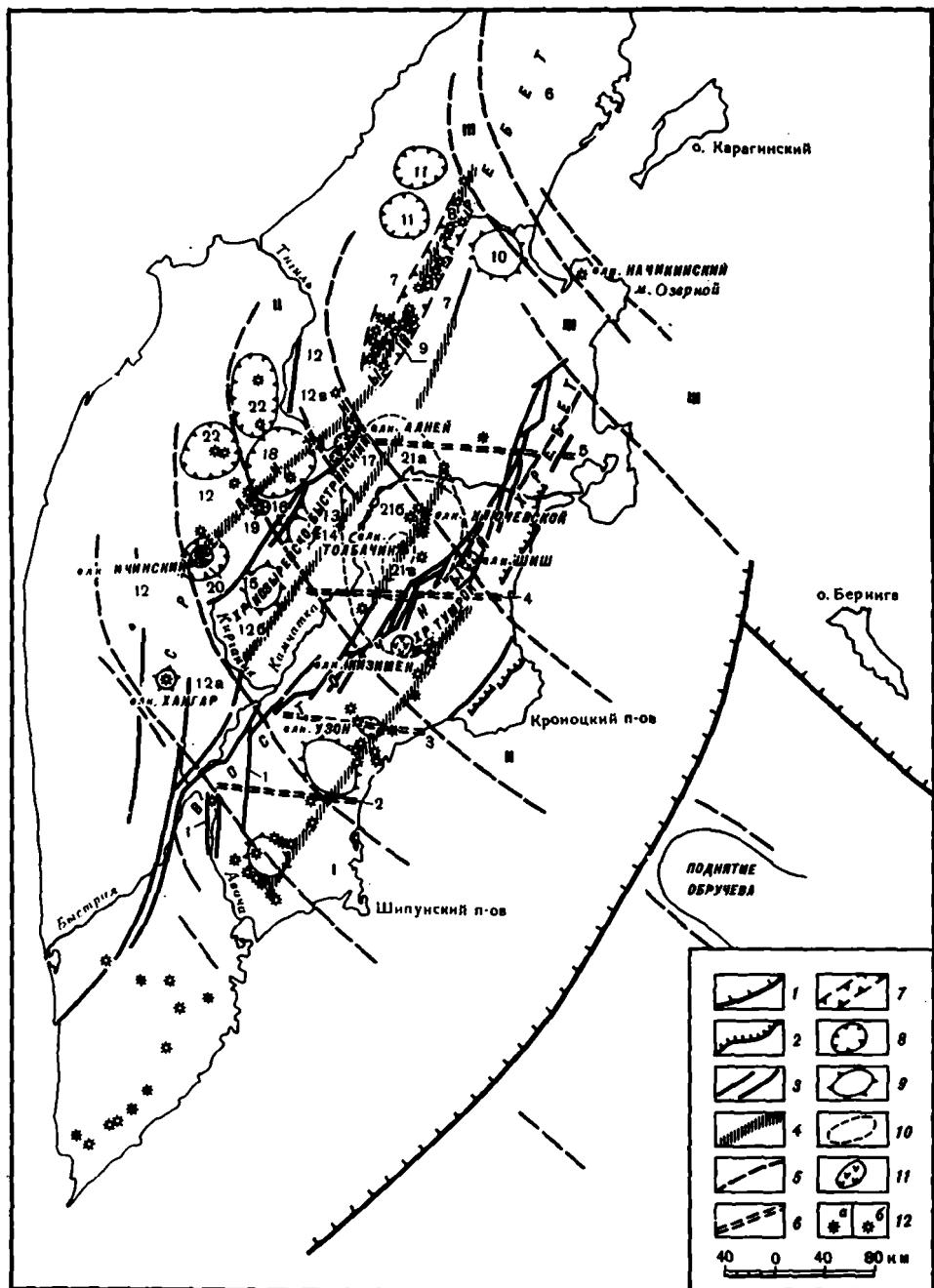


Рис. 4. Блоковое строение и тектономагматические структуры Камчатки в позднем кайнозое

1 – глубинные разломы, отграничивающие континентальные блоки земной коры от океанических; 2 – верхнемиоценовые надвиги; 3 – системы молодых структурообразующих разломов; 4 – долгоживущие магмоподводящие разломы типа раздвинов; 5 – системы древних разломов северо-западного простирания, движения по которым периодически возобновляются в кайнозое; 6 – зоны широтных разломов Восточной Камчатки; 7 – линейные вулкано-тектонические структуры; 8 – кольцевые вулкано-тектонические 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 простираия территории Камчатки была расчленена на крупные блоки, каждый из которых в течение позднего кайнозоя имел свою специфическую историю развития [Шанцер, 1979]. Во время позднемиоценовой орогении унаследовано происходил дальнейшая трансформация блоковой структуры Камчатки, о чём уже говорилось в разделе об основных фазах складчатости. Наряду с активными (линейными для региона) разломами северо-восточного простираия, 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 дисъюнктивных нарушений, которые являются определяющими как для процесса блоковой тектоники, так и для развития магматизма.

Системы северо-восточного простираия.

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 [Утиасин и др., 1975].

Системы северо-западного простираия. Проявляются в современной структуре Камчатки фрагментарно за счет "подавления" их развивающимся молодым структурным планом северо-восточного простираия. 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 вулкано-тектонических 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-Кававлинская 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 – кальдеры Уксичан; 20 – Паялшанская кольцевая структура; 21 – ареалы распространения плагиофирировых 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, трассируется в виде системы мелких блоков в южной части Валагинского и в Ганальских хребтах. В Срединном хребте расколы этой зоны рассекают северное окончание выступа кристаллических пород (блок с четвертичным вулканом 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. Западнее 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 простираций, 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 Асачанного 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 однородленных участков речных долин, гребней гор, шлаковых и лавовых конусов. В таких случаях они представляют собой либо систему безамплитудных трещин, либо поверхностное отображение смещений или флексурообразных изгибов на глубине. Хорошо прослеживаются расколы северо-западного простирания в Козыревском и Быстриńskом хребтах, где зафиксированы верхне-плейстоцен-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 простирации 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 гравией [Супруненко, Декин, 1968а, б; Воробьев, 1975]. Отметим также, что, как и в случае Шипунско-Кирганикской зоны, прослеживающиеся вдоль Кроноцко-Тигильской зоны дислокативные нарушения на западе, в бассейне р. Тигиль и в районе вулкана Кетепана, приобретают субмеридиональные простирания.

в) Озерновско-Хайлюинская зона (см. рис. 4, III) связывается, вероятнее всего, с соединением двух крупных структур – Алеутской и собственно Камчатской. В ее пределы входит п-ов Озерной с молодым Начикинским вулканом, Хавыченский выступ кристаллических пород, в Срединном хребте – район сочленения поднятых северных блоков и южных, опущенных (бассейн р. Хайлюи). Характерно, что западнее на простирации этой зоны (так же как и Тигильско-Кроноцкой) расширяется ареал распространения четвертичных вулканитов 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 Тауншиц), 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 простирания 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 простирания восточного склона хр. Кумроч.

4. Алнейско-Усть-Камчатский разлом (см. рис. 4,5) зафиксирован также в основном гравиметрическими методами. Примерно на линии его простирания на восточном склоне Срединного хребта в верхней части долины р. Полтиной 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 простирания, 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-Хайлюлинскую.

После позднемиоценовой складчатости и эпохи выравнивания рельефа, знаменующих собой перерыв в развитии вулканализма, произошла мощная вспышка вулканализма, захватившая в плиоцене практически большую часть площади Восточной, Южной и Центральной Камчатки. Далее развитие вулканализма 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 лереризу 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 тумрокский (Восточная Камчатка) вулканогенные комплексы, а также вулканы и крупные вулканические центры четвертичного времени.

В результате взаимодействия систем расколов северо–восточного и северо–западного простираций 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 плиоценом в зоне, соответствующей осевой части современного хребта, начал формироваться вулкано–тектонический грабен (см. рис. 4, 7), развитие которого связывается с массовыми выбросами игнимбритов, образовавших вдоль его бортов полYGONАЛОННЫЕ плато. Почти одновременно с извержениями игнимбритов 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 сооздали чисто аккумулятивный вулканический хребет [Эрлих, 1973]. Как грабен, так и вулканический хребет сформировались на подгото¹ воздымаящемся 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 вулканитами (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 верховых 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 четко это проявлено в южной части хребта, сложенной меловыми и метаморфическими породами, и в его поднятой восточной части – системе хребтов Козыревского и Быстриńskiego (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 разломами 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 "просвещивает" 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 тектономагматические структуры различного генезиса и длительности развития. Для Быстринского и Козыревского хребтов и наиболее поднятой части южного блока, сложенной меловыми породами и метаморфидами, характерны купольно-кольцевые тектономагматические структуры. Наиболее крупные из них с севера на юг: Анавгайско-Кававлинская (рис. 4,13) [Шанцер, 1979; Шемирович, 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 тектономагматические 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 юго это: вулкано-тектонические депрессии, связанные с игнимбритообразованием (рис. 4,17) в верховьях рек Малый и Большой Тигиль [Гептнер и др., 1972]; Анаунская ареальная зона (рис. 4,18), которую можно считать изометричной отрицательной вулкано-тектонической структурой; инверсионная кальдера вулкана Уксичан (рис. 4,19) [Апрелков, Ежов, 1977], а также крупная вулкано-тектоническая Ичинская депрессия с мощным современным андезито-дацитовым вулканом в центральной части. М.Г. Патока рассматривает ее как более сложную кольцевую структуру (Паянпанская структура), в пределах которой вулкано-тектонические депрессии сочетаются с незначительными по площади купольными поднятиями [Патока, Успенский, 1977].

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

Палеогеографические реконструкции показывают, что Центрально-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, залигающих 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 соединения 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 простираций 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 Асахачного увала и по западному склону хр. Тумрок, где смешены морены позднеплейстоценового оледенения и голоценовые потоки вулкана Кизимен (амплитуды – 100–300 м). Менее амплитудные, но так же прекрасно выраженные в рельефе разломы северо–восточного простирания рассекают 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 соединяется (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 верхненеогеновыми 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. Левой Шапиной) вскрыт плиоценовый сдвиг северо-западного простирации 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 простираций. Интерес представляет субмеридиональная зона трещин, ограничивающая 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 Левой 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 Осиловской и Китильгиной), блок олигоцен-миоценовых пород ограничен 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 изометрическими 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 простираия, видимо, судя по линейному расположению верхнеплейстоценовых и голоценовых вулканов, соответствует магмоподводящим расколам такого же простираия. По разломам (системы малоамплитудных трещин в четвертичных вулканитах) северо-западного простираия, 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 простираия можно разделить на Карымский (южный) и Узонский (северный) блоки второго порядка.

Таким образом, четвертичный Восточный вулканический прогиб – это резко наложенная структура северо-восточного простираия, развивающаяся на сложнопостроенном блоковом основании, сложенном неогеновыми и более древними образованиями. Неогеновые структуры северо-западного простираия 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 простираия, сложно взаимосвязанных с поперечными структурами северо-западного простираия в районах поднятий. После перерыва, приуроченного к эпохе Гаусса и частично к эпохе Матуяма, вулканизм проявляется в

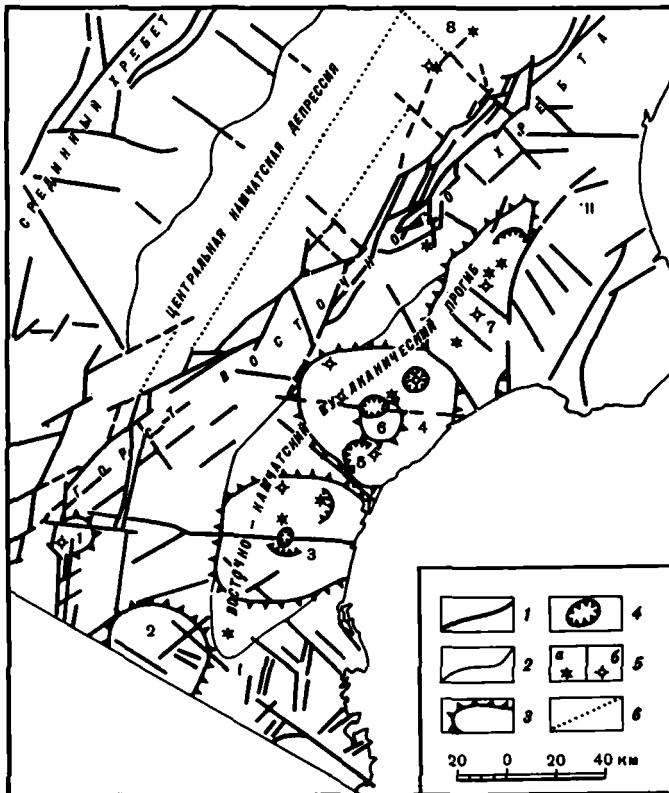


Рис. 6. Схема строения Восточно-Камчатского вулканического прогиба и соотношения его с прилегающими структурами

1 – разломы; 2 – примерные границы различных структур; 3 – ограничения вулкано-тектонических 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

основном 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 изометрических, реже близких к линейным, вулканоструктурах, приуроченных к отдельным тектоническим блокам. С юга на север можно выделить следующие наиболее крупные вулкано-тектонические 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 вулкано-тектонических куполов и крупных стратовулканов исложненная рядом кальдер, на площади относительно опущенного Карымско-Узона ского блока; Кроноцко-Гамченская структура типа тектоно-аккумулятивного вулканического хребта, входящая в Кроноцкий тектонический блок. Таким образом, при развитии тектонических и вулкано-тектонических 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 посте-

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 мегаплагиофировые [Пийп, 1956] субшелочные базальтовые лавы. Подобные циклы почти всегда заканчиваются образованием контрастной базальт-дацитовой 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 формуацию 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 поздненеогеновых 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 крупнообломочный 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 вышеупомянутым 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 палео-вулканических 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 молassa" и "туфогенная морская молassa". В латеральном ряду вулканогенной молассы выделяется субформация "туфогенной континентальной молассы". В "туфогенной морской молассе" выделяются две субформации - "туфогенно-угленосная (паралическая)" и "туфо-диатомитовая (морская и лимническая)". Подобная схема соподчинения формаций и субформаций не отражает действительного положения вещей, поскольку "туфогенная континентальная молassa" и "туфогенная морская молassa" скорее равнозначные члены единого латерального ряда вулканогенной молассы, а уже внутри этих подразделений можно выделять какие-либо другие подчиненные субформации.

Содержание понятия "вулканогенная молassa" 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 молassa 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 молassa 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 молassa, сформированная в морских условиях, не представляется редкостью.

Вулканогенная молassa 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 теллой 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 эфузивно-пирокластические толщи наземных вулканогенных формаций как по латерали, так и по вертикали. Переходы выражаются в появлении в разрезе аллювиальных и озерных пород вулканогенной молассы прослесев 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 эфузивы и грубообломочные вулканокласти, 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 молassa – 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 эфузивно-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 тefrogенных 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 щательная 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 Срединном хребте Камчатки.

Ход вулканического процесса для разных районов Камчатки в общем одинаков, 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 Срединного хребта – области относительного перекомпенсированного прогибания и соответственно тектонического растяжения – объем нижнеплиоценовых вулканитов, образовавшихся в течение такого цикла, несомненно больший, чем для Восточной Камчатки, где проявились относительное поднятие 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 вулканитов и взаимосвязанных с ними вулканогенных 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 – Кроношко–Тигильской и Шилунско–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 квартера привело к тому, что аккумулятивные сооружения северо-западного и широтно-северо-западного простираций 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 вулканогерригенными, вулканогенно-осадочными и вулканическими породами нижнеплиоценовой щапинской свиты, образованиями верхнеплиоценового тумрокского вулканогенного комплекса и нижне-плейстоценовыми существенно лавовыми вулканами иульского комплекса [Шандер и др., 1966] (рис. 7). Судя по блоковому погружению мел-палеогенового складчатого фундамента от бассейна р. Адиановки на севере хр. Тумрок к центральной его части и по вздыманию 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 вздымания структуры и слабых дислокаций.

После образования щапинской свиты в области блока хр. Тумрок на границе верхнего и нижнего плиоцена произошло сводовое вздымание северо-восточного простирания. В связи с этим общим вздыманием 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 Щапиной. 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 щапинской свиты (рис. 8). Движения по данному сдвигу приходятся как раз на границу нижнего и верхнего плиоцена, так как сдвиг дислоцирует нижнеплиоценовую щапинскую свиту и перекрывает верхнеплиоценовым тумрокским вулканогенным комплексом. В зоне свода нижнеплиоценовые отложения щапинской свиты были дислоцированы до круtyх моноклиналей. Последовавший затем перерыв в осадконакоплении, размыт 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 андезито-базальтовые стратовулканы, которые при слиянии формировали короткие вулканические хребты. Переклиниали таких вулканов почти в неизмененном 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 простиранье, наследуя область развития щапинской 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 размыт, сопровождавшийся выравниванием рельефа поверхности щапинской 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 $30-35^{\circ}$, объясняются первичным залеганием вулканитов, заполняющих древний рельеф или залегающих в вулканических постройках вблизи околовулканических зон. Обычно же породы комплекса залегают горизонтально или с первичными уклонами в $5-6^{\circ}$.

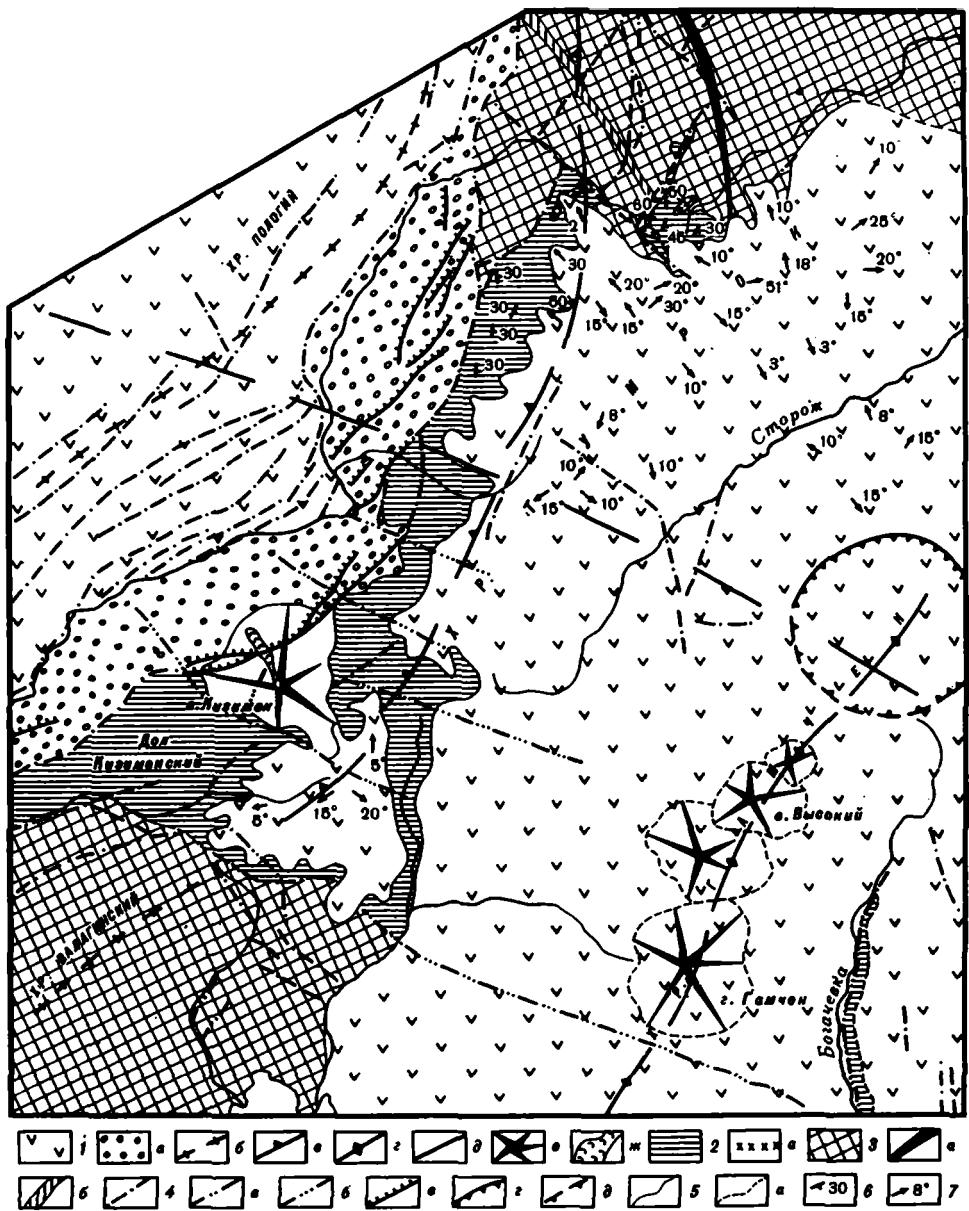


Рис. 7. Тектоническая схема района хребтов Тумрок, Гамчен и долины р. Левои Шапиной

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 вулканско-тектонических 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

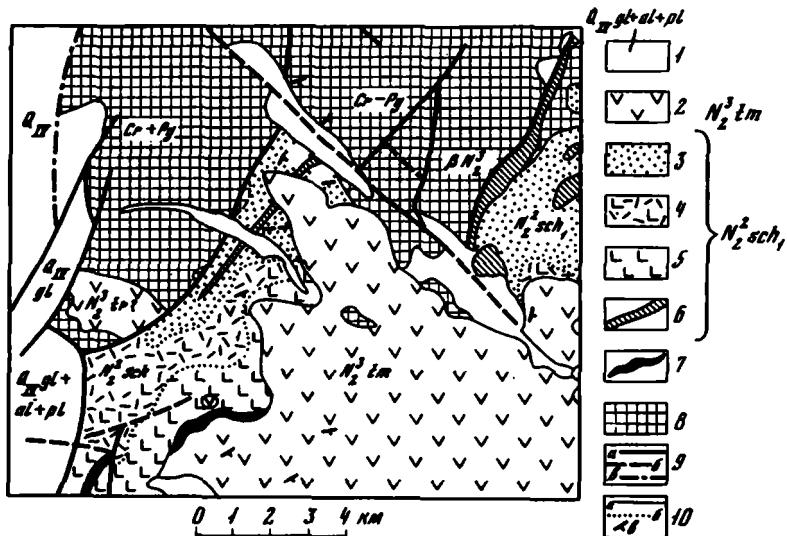


Рис. 8. Фациально-геологическая карта северной части хр. Тумрок (бассейны рек Адриановка, Левая Шапина, Таводок, Ближняя, Буркова)

1 - голоценовые и верхнеплейстоценовые ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 - андезитовая формация тумрокского вулканогенного комплекса; 3 - вулканотерригенная и вулканогенная молассы щапинской свиты; 4 - преимущественно пирокластические фации базальтовой формации щапинской свиты; 5 - преимущественно лавовые фации базальтовой формации щапинской свиты; 6 - дайки и штоки мегаплагиофировых базальтов; 7 - игнимбриты нижней части разреза базальт-игнимбритовой формации щапинской свиты; 8 - мел-палеогеновый складчатый фундамент; 9 - разломы: а) установленные, б) хорошо дешифрируемые по аэрофотоснимкам, в) проведенные условно; разлом северо-западного простириания по долине р. Левой Шапиной 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 простириания. Так, южная часть хр. Тумрок разбита разломами северо-западного простириания на ряд блоков (см. рис. 7). Блоковые смещения обычно предшествуют формированию четвертичных вулканов, так как разломы, ограничивающие блоки, почти всегда перекрыты лавами иульского комплекса. Базальтовые вулканы расположены в опущенных блоках, а в относительно приподнятых блоках обнажаются породы щапинской 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 щапинской 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-

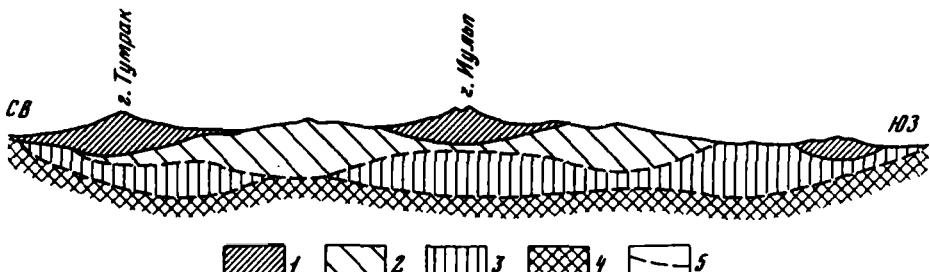


Рис. 9. Схема соотношения между щапинской свитой, тумрокским и иультским комплексами (разрез-схема вдоль оси хр. Тумрок)

1 – иультский комплекс; 2 – тумрокский комплекс; 3 – щапинская свита;
4 – складчатый фундамент; 5 – предполагаемые границы соотношений

канического прогиба. Окончательная трансформация восточной части Кроноцко-Тигильской зоны северо-западного простирания 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. Щапиной (см. рис. 5, 7). Простижение грабена меняется с меридионального (долина р. Правой Щапиной) на северо-восточное (среднее течение р. Левой Щапиной) и вновь на меридиональное (верховые 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 простирания 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 Щапинского грабена, фиксируются по западному склону вулкана Иульт в приосевой части хр. Тумрок и в долине р. Сторож. На западе по разломам сходной морфологии Щапинский грабен соединяется с горстовым поднятием Асхачного увала, верхняя часть разреза которого сложена нижнечетвертичными вулканитами, а доколь – породами тумрокского вулканогенного комплекса и щапинской свиты. На Асхачном увале фиксируется серия разломов северо-восточного простирания, 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 Щапинского 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 Щапинского 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 щапинской 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 щапинской свиты развиты в основном вдоль западных склонов хр. Тумрок, в районе перевала между реками Левой Щапиной и Адриановкой, частично в верховьях рек Адриановки и Правого Толбачика, а также в бассейнах рек Ипуйин, Листвиничная и в бассейне р. Сторож. В северо-восточной части района на перевале между реками Левой Щапиной и Адриановкой и по верхнему течению р. Адриановки нижняя часть свиты резко несогласно налегает на сложнодислоцированные мел-палеогеновые отложения. Накоплению щапинской свиты предшествовал длительный этап денудации, приведший к частичной пенепленизации рельефа. Это прекрасно видно при прослеживании подошвы свиты. Отложения ее перекрывают пологохолмистый рельеф с относительными превышениями 100–150 м, вследствие чего щапинская свита ложится на мел-палеогеновый фундамент различными частями своего разреза. Этим объясняются значительные локальные колебания мощностей свиты. Фрагменты древней поверхности выравнивания, отвечающие общей предплиоценовой пенепленизации Камчатки, встречаются в виде незначительных по площади участков холмисто-западинного рельефа в приводораздельных частях долин правых и левых притоков р. Адриановки (см. рис. 8). Останцы пенепленизированного рельефа приурочены к гипсометрическим отметкам 1.000–1100 м над уровнем моря. Иногда в западинах такого рельефа встречаются остатки угленосных фаций щапинской свиты.

При изучении ряда разрезов установлено, что низы щапинской свиты представлены угленосной молассой и нижней, существенно пирокластической, частью базальтовой формации. Верхи разреза свиты представлены исключительно вулканитами, среди которых заметно возрастает роль эфузивов. 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 тefra присутствует как в виде примеси к терригенному и вулканомиковому материалу, так и в виде обособленных прослоев вулканических пеплов.

Наиболее полный разрез угленосной молассы хр. Тумрок находится в районе перевала между реками Адриановкой и Левой Щапиной (рис. 10, см. вкладку). Здесь она вскрыта в лежачем крыле крупного сброса северо-восточного простирания. Основная часть разреза мощностью около 800 м находится в висячем крыле этого разрывного нарушения. Низы разреза установлены вблизи горы Границной, 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 – вулканомиковыми песками и слабо сцементированными песчаниками и алевролитами с маломощными прослойками бурых углей. Эти прибрежно-морские и аллювиальные осадки соответствуют вулканотерригенному 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 выше 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 полуугловатая). 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, скементированный гидроокисями 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 обуглившийся древесиной.

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 мульдообразная слоистость. Отдельные зерна состоят из окатанных обломков туфогенных и эффузивных пород, плагиоклазов, пироксенов, слабохлоритизированного вулканического стекла; редко встречаются зерна глауконита (в морских фациях); скементированы песчаники чаще всего слабо. Цемент хлоритовый и глинисто-хлоритовый; отдельные прослои крепко скементированы гидроокисями 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 песчанистых линзочек мощностью 0,5–1 см, длиной 0,1–0,2 м, алевритистого, песчано-алевритистого и алевропелитового материала. Эта слоистость часто подчеркивается линзами растительного дегрита. 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 нередки эллипсоидальные сидеритовые конкреции размером до 0,2 м по длиной оси, а также конкреционные линзы до 0,3–0,5 м при мощности до 0,1 м.

Все тонкозернистые разности пород, как вулканогенно-осадочные, обогащены обугленным растительным дегритом, 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 дюраны 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 пласти углей чаше 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 эфузивами 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 тонкоэзернистых фракциях представлена обломками андезитов, андезито-базальтов, базальтов, пемзы, 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 веерной 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 седimentации 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 седimentационной 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 иссыкали, разветвляясь на многочисленные мелкие рукава и фильтруясь в наносы субаэральных дельт. Линзовидный характер напластова-

ния осадков разного гранулометрического состава, преобладание субпараллельной линзовидной слоистости внутри отдельных линз-пакетов свидетельствуют о том, что многочисленные русла-протоки буждали 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. Лупиникой [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 многослойев, 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 наземнodelтовой 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 днища седиментационной депрессии и ее горного обрамления.

Отложения щапинской 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 (ретрессивный 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, щапинская свита представляет собой единый макроцикл уже собственно вулканической аккумуляции.

В макроцикле щапинской свиты в районе перевала между реками Адриановской и Левой Щапиной 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, туфиты и прослои бурых углей сохраняют ту же последовательность наслойения, 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 моноклинный пироксен и зеленая роговая обманка. В отдельных прослоях значительна 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 лемзовидных 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 прослеживающимся по простиранию потоком субшелочных 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-брекчи, 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 эксплазивной деятельности. Склоны вулканов как бы прорезаны "сухими" реками, переотлагавшими пирокластический материал как в нижних частях склонов вулканов, так и на отдаленной периферии их шлейфов.

Южнее разреза, описанного в районе перевала между реками Левой Щапиной и Адриановской, вдоль хр. Тумрок, в водораздельных частях долин рек Левая Щапина – 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 Левой Щапиной 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 Левой Щапиной комплекс мелколистной флоры с большим количеством листьев рода *Salix* приурочен к туфопесчаникам и туфоалевролитам с углами 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 углами 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 молasses щапинской свиты пирокластическими и лаво-пирокластическими образованиями нижней базальтовой формации с севера на юг по западному борту хр. Тумрок и различная степень размыва кровли щапинской свиты

1 - вулканотерригенные и вулканогенно-осадочные фации щапинской свиты: а) туфоконгломераты, б) туфопесчаники, в) туффиты; 2 - базальтовая и андезито-базальтовая пирокластика; 3 - базальты и андезито-базальты; 4 - вулканиты тумрокского 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 Близняя;
IV - разрез по реке Правой Бурковой

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

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

переход (вверх по разрезу) от существенно пирокластической толщи к эфузивной. В низах видимого разреза обнажаются переслаивающиеся, часто линзообразно, агломератовые туфы, от мелкообломочных до глыбовых, конгломерато-брекчии, туфопесчаники и туффиты с линзами косослоистых туфогравелитов и туфоконгломератов. Пороцы 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 базальтный, обычно представлен псевфитовым или псаммитовым кристаллолитокластическим туфом, состоящим из обломков базальтов, основных плагиоклазов, ромбических пироксенов, реже – из обломков бурого стекла, обогашенных магнетитовой пылью. Состав смешанных пород – конгломерато-брекчии, 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 эфузивному разрезу. Эфузивный 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 эфузивов. Отдельные потоки представляют собой кластолаву, от мелкообломочной до глыбовой, состоящей из однородных обломков эфузивов. Кластолавой часто сложена нижняя часть потока, в то время как верхняя представлена плотным однородным эфузивом. 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 эфузивов коричнево-бурый, малиново-красный, серый, черный с различными промежуточными оттенками. Отдельность неясностолбчатая, глыбовая, толстоплитчатая, в верхней части эфузивной пачки преобладают черные лавы с четкой тонкоплитчатой отдельностью. Мощность отдельных лавовых потоков колеблется от 2 до 30 м.

Лавы средней части щапинской свиты базальтовые, реже андезито-базальтовые. Почти по всему разрезу преобладают лейкократовые плагиоклазовые (плагиофировые) и гиперстен-плагиоклазовые базальты. Породы обычно четко порфировидные, с очень большим количеством мелких (0,5–2 мм по длиной 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 интерсеральной 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 двупироксеновые разности базальтов, но всегда моноклинный пироксен находится в подчиненном количестве по сравнению с ромбическим. Из акцессорных минералов крайне редко отмечается игольчатый высокотемпературный апатит (специальных исследований на акцессории не проводилось). Интерсеральная 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 эфузивной 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 эфузивной 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. Чаще всего они обладают афиевой 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 псевфитовыми разностями, реже — псамmitо-алевритовыми. Цвет туфов от желтого до красно-бурового. Литокластические туфы состоят из обломков базальтовых лав, иногда включают обломки светлых пемзовидных андезитов. В верхней части пачки

количество туфов начинает несколько увеличиваться, причем преобладают лапилиевые 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 эфузивной пачки щапинской свиты в бассейне падей Буркова 400–450 м. Кровля щапинской свиты размыта весьма неравномерно. Так, если в бассейне падей Буркова эфузивная 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 щапинской 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 залегает чисто эфузивная пачка, состоящая исключительно из базальтов. Резко преобладают субщелочные мегаплагиофировые базальты, встречаются и гигантоплагиофировые разности (величина вкрапленников плагиоклаза до 5 см). В верхах эфузивного разреза появляются потоки известково-щелочных оливинсодержащих базальтов. Мощность эфузивной 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 цититовых игнимбритов. Преобладают две разности игнимбритов: черные, насыщенные фьамме обсидиана и плотные, сильно спекшиеся лавоподобные разности серого и розового цвета. Выше резко несогласно залегают андезиты тумрокского комплекса. Из-за неровностей рельефа, на который ложатся образования щапинской свиты, во-первых, как уже говорилось, резко варьируют мощности и, во-вторых, на более древних отложениях нередко залегают разные части разреза щапинской 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 прослойками туфоконгломератов и агломератовых туфов. При среднемасштабном картировании базальт-игнимбритовая часть щапинской 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 вулканитов щапинской (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.

Инtrузивная фация щапинской 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 щапинской свиты. Пластовые тела соединяются с лавовыми потоками разреза как наклонными, так и вертикальными секущими дайками. Наиболее глубоко вскрытие 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.

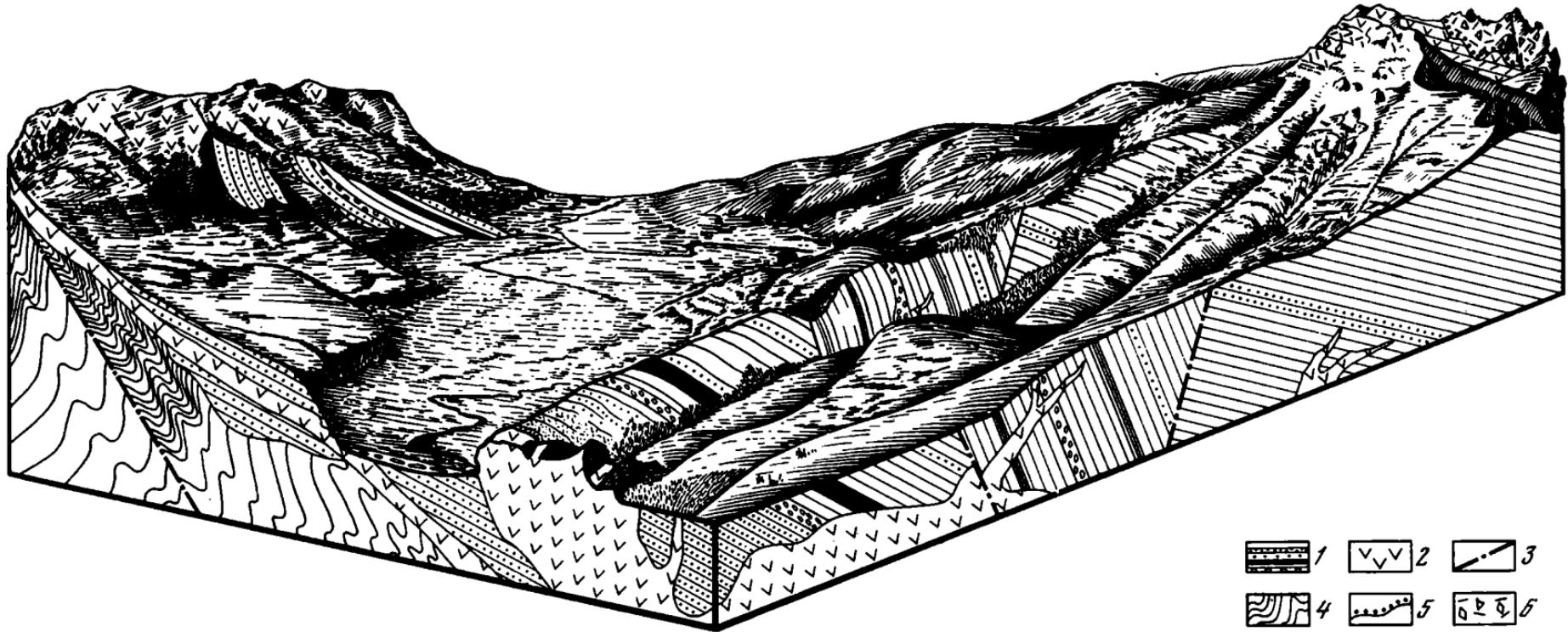


Рис. 13. Блок-диаграмма контакта меловых и плиоценовых толщ с внедрением межформационного тела мегаплагиофировых субщелочных базальтов

1 – нижнеплиоценовая щапинская свита; 2 – мегаплагиофировые базальты пластовой (местами пологоsekущей) дайки, а также штоков и лавовых потоков верхов разреза щапинской 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 встречаены во флишидных пачках палеогена, а также среди сравнительно рыхлых туфопесчаников, туффитов и туфов щапинской 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 вулканогенными и вулканогенно-осадочными фациями щапинской свиты плиоценена (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) пологона-клонной дайки, лежачий бок которой представлен меловыми интенсивно дислоцированными эфузивами, туфами и кремнями с очень небольшой зоной закалки, а висячий – плиоценовыми песчаниками, конгломератами и алевролитами с зоной обжига, достигающей 40–50 м. Вдоль водораздельного гребня, разделяющего бассейн р. Адриановки с бассейнами рек Левой Щапиной и Правого Толбачика, указанная дайка прослеживается в виде практически сплошных выходов на расстояние 10–12 км. Во разрезе верховьев р. Левой Щапиной 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 врезах в эфузивной части мелового разреза отмечены пластовые и реже 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 щапинской свиты. Породы щапинской свиты, залегающие в 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) вкраплениками 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 вкраплениниках присутствует исключительно плагиоклаз в виде огромных кристаллов и сростков кристаллов (до 6–7 см). В эндоконтактах туфопесчаники и туффиты щапинской свиты слабо ороговикованы. В верховьях р. Адриановки щапинская свита прорвана рядом мелких штоков такого же состава, что и дайка (площадь отдельных штоков 1,5–2 км). Аналогичный шток описан на водоразделе р. Левой Щапиной и ручья Обрывистого, где он рвет палеогеновую терригенную толщу. Ряд крупных даек и мелких штокообразных тел наблюдаются в приводораздельных частях рек Ближняя–Таводок–Левая Щапина. Всюду они представлены мегаплагиофировыми базальтами и образовались в течение нижнего плиоценена, 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 эфузивного разреза щапинской свиты существовали обширные ареальные базальтовые зоны, возможно сопряженные с крупными лавовыми щитообразными вулканами.

Формирование более поздних игнимбритовых покровов тесно ассоциируется с образованием крупных кальдер и вулкано-тектонических 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. Кальдра 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 мульдообразной слоистостью. Иногда внутри отдельных горизонтальных слоев отчетливо видно смятие слойков 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 эфузивных 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 опоковидные разности с раковистым изломом и скрытозернистой структурой. Слоистость в породах тонкая, горизонтальная, градационная. На плоскостях напластования часты следы крупной и мелкой ряби. Наблюдаются ритмичность наслложения; в ритмах характерна

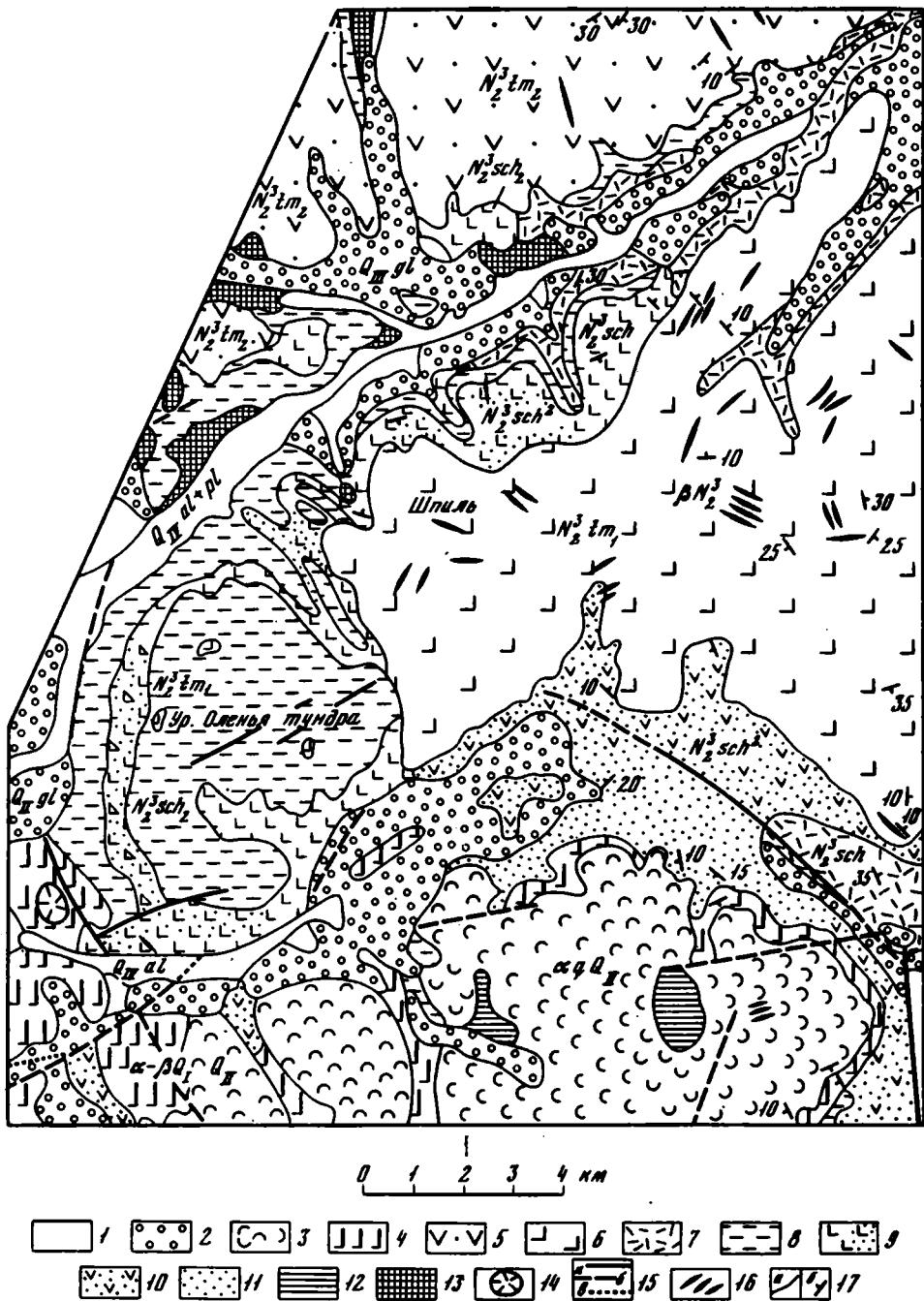


Рис. 14. Фациально-геологическая карта района горы Шпиль и урочища Оленья тундра (бассейн р. Сторож)

1 - рыхлые аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 - морены; 3 - среднечетвертичные андезиты; 4 - нижнечетвертичные базальты. Тумрокский комплекс: 5 - андезитовая пирокластика; 6 - базальты. Щапинская 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

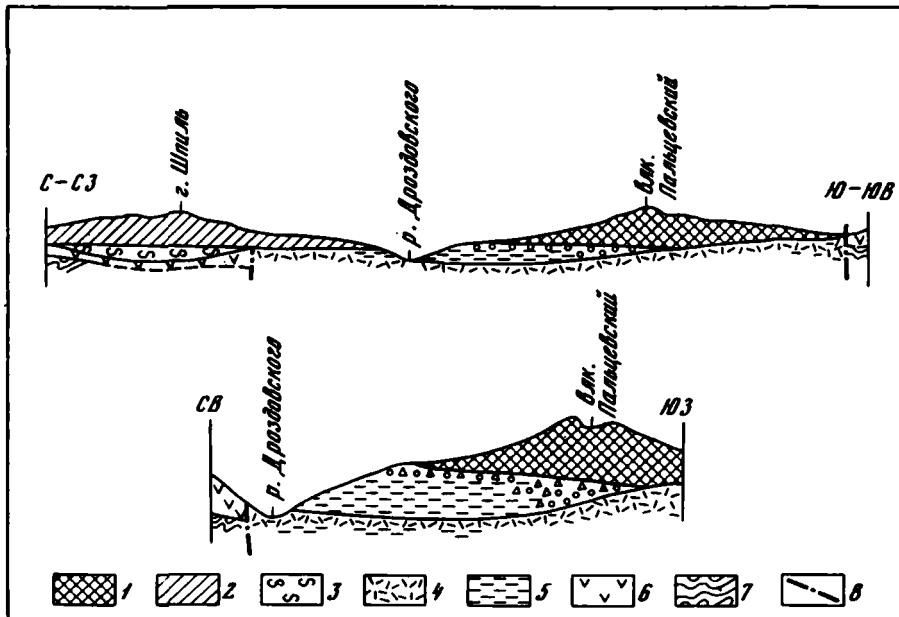


Рис. 15. Схема разреза кальдеры в верховьях ручья Дроздовского

1 – среднеплейстоценовые вулканиты; 2 – тумроковый вулканогенный комплекс; 3–6 – различные образования верхней части разреза щапинской свиты: 3 – игнимбриты, 4 – агломератовые и псаммитовые дакитовые туфы, 5 – озерные отложения, 6 – андезито–дакитовая 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 алевритовые и пелитовые, угловатые и полуокатанные обломки светло–зеленого стекла; присутствует также значительное количество обломков средних плагиоклазов и андезито–дакитов, 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 Пальцевского вулкана (см. рис. 15, .14). Тонкая сортировка материала, горизонтальная слоистость, многочисленные следы раки, 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–дакитовыми и дакитовыми агломератовыми, 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 игнимбриты несогласно налегают непосредственно на дислоцированный мел–палеогеновый фундамент, реже они перекрывают древние аллювиальные конгломераты и дресвяники или согласно залегают на мегаплагиофировых лавах щапинской свиты. В отдельных разрезах они подстилаются грубой андезитовой и андезито–дакитовой пирокластикой. В правом борту 4. Зак. 1452

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 эфузивов 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 врезах: 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 микрофляммы серого стекла и мелкими сплющенными ориентированными обломками пемзовых 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 флюмме 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 слабораскристаллизованными полосовыми участками встречаются полосы нацело раскристаллизованные. Стекло переходит в агрегат тридимита, кварца и халцедона. Тридимит присутствует обычно в виде клинообразных листов 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 гипереном), часто характерны гломеропорфировые строистки. Темно–серые игнимбриты под микроскопом представляют собой стекловатую массу мельчайшего спекшегося пепла, в которую погружены темно–серые и серовато–белесые, 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 залегает 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 флюмме. Наряду с обсидианами довольно много обломков плотных и пористых пемзовидных андезитов. Преобладают угловатые и сплющенные обломки, но встречаются иногда полуокатанные и окатанные гальки эфузивов. 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 осьпей, выходят серые и розовые игнимбриты с тонкой полосчатой и линзовидно–полосчатой текстурой, обусловленной обильными микрофлюмме 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.

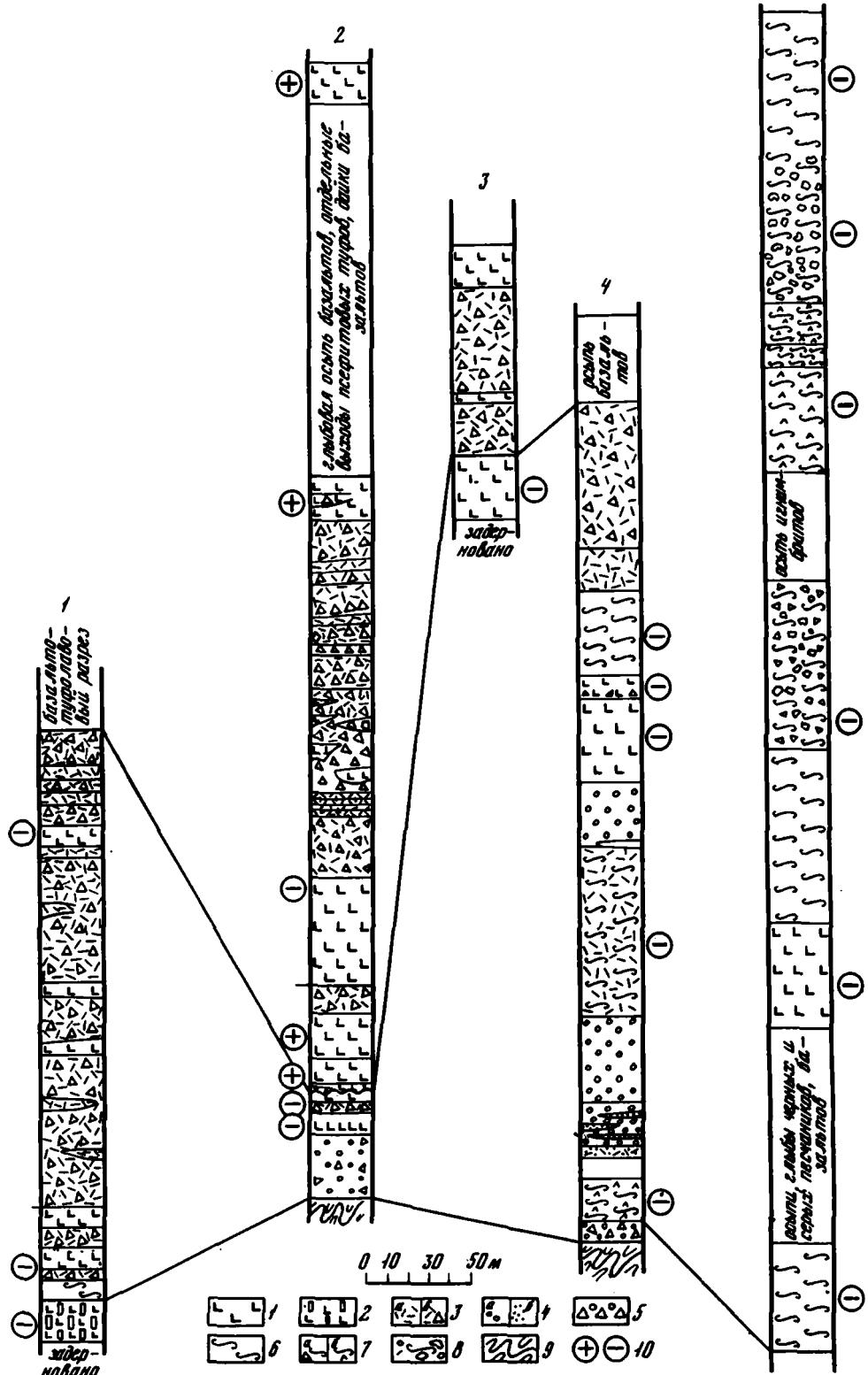


Рис. 16. Разрезы по правому берегу р. Сторож

1 - базальты; 2 - мегаплагиофировые базальты; 3 - а) псевдо-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 эфузивов. Цемент представляет собой обломки зеленоватого стекла, а также ромбических и моноклинных пироксенов, средних и кислых плагиоклазов, мелких осколков эфузивных пород. Обсидианы нащело 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 сильноожелезненного стекла без следов флюидальности, с иногда просматривающимися реликтами изогнутых пепловых обломков.

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

4. Плотный мелкозернистый эфузивоподобный 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 сплющенные 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 андезито-базальтов молодого облика, а также из туфов, алевролитов, аргиллитов и эфузивов мел-палеогеновых отложений. Вероятнее всего, эти конгломераты и дресвяники относятся к аллювиально-проловиальным накоплениям древней эрозионной сети, существовавшей в период формирования щапинской свиты. В описанном обнажении у оз. Долгого игнимбриты по резко несогласной границе с крупными карманами размыва перекрыты потоком андезито-базальтов 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 конгломерато-брекчии, 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) реигнимбриты; 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 сцепментированных, иногда почти рыхлых вулканомиктовых песчаников и мелкогалечных конгломератов. В песчаниках – единичная галька. Окатыши 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. Валуны и крупные гальки базальтов и андезито-базальтов – 30–40 м.

5. На конгломератах по неровному контакту залегают темно-серые до черных игнимбриты с фымме 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 фымме 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 ожелезненного). Породы имеют плитчатую, местами крупноглыбовую отдельность – 30–40 м.

8. Базальтовый поток с хорошо выраженной нижней и верхней шлаковой кörкой. 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 фымме стекловатой дацитовой лавы, а также фыммеобразных и изометричных обломков пористых плагиоклазовых эфузивов – 35–40 м.

10. Выше с неясным контактом и неясными элементами залегания обнажаются черные рыхлые псевфитовые 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.

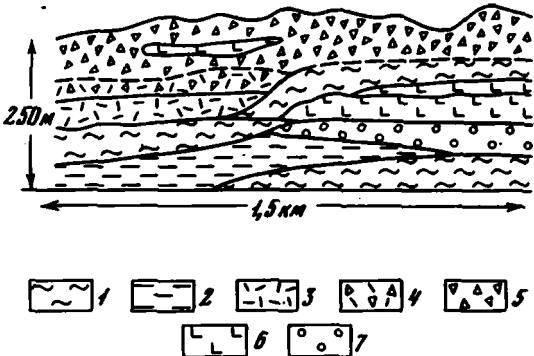
Общая видимая мощность разреза 350–360 м.

Как видно из описанного разреза, отдельные порции игнимбритов разделяются пачками вулканомиктовых конгломератов, содержащих гальку и игнимбриты и базальты, и пород мел-палеогена (рис. 17). Это аллювиальные и аллювиально-проловиальные фации (возможно, отложения "сухих" рек), накаплившиеся в периоды ослабления вулканической деятельности и интенсивного размыва. Переслаивание игнимбритов с оливинсодержащими базальтами, сходными с таковыми из верхов эфузивной пачки щапинской свиты, указывает на существование субодновременных игнимбритовым извержениям базальтовых вулканов, морфологию которых, к сожалению, восстановить не удается.

Как нижнеплиоценовая щапинская свита, так и перекрывающий ее тумрокский вулканогенный комплекс и все последующие четвертичные образования входят в один крупный структурный этаж – послескладчатый. Щапинская свита отделена от вышележащих толщ незначительным по времени текстурическим эпизодом и перерывом в развитии вулканизма [Гладенков, Шанцер, 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 - туфо-алевролиты, туфопесчаники; 3 - псаммитовые дакитовые туфы; 4 - агломератовые, иногда слабо-спекшиеся дакитовые 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 щапинской 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 щапинской свите, в продуктах последнего извержения Толбачинских вулканов [Шанцер, 1978а]. Одновременно с мощным осадконакоплением в межгорной впадине на окружающих поднятиях начал проявляться андезито-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 эфузивного вулканизма (эфузивная пачка щапинской свиты) с излиянием больших объемов преимущественно субщелочных мегаплагиофировых базальтов. Протяженные дайки, многоярусные силлы, горизонтально залегающие покровы говорят о преимущественно многоканальном ареальном типе вулканизма с образованием мощных лавовых покровов и о сравнительно незначительной роли базальтовой пирокластики. Таким образом, среднюю часть разреза щапинской 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, служащих 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 "подпруды" и др.) в долинах рек.

Вслед за этапом эффузивного базальтового вулканизма происходит вспышка кислого вулканизма с образованием больших объемов дациевых игнимбритов. Одновременно с вулканами кислого состава продолжают развиваться и отдельные центры основного вулканизма, дающие известково-щелочные оливинсодержащие базальты более основного состава, чем предыдущие эффузионные излияния. Таким образом, формируется контрастная базальт-дакитовая серия, схема развития которой следующая: большие объемы субшелочных базальтов (иногда по составу соответствующих андезито-базальтам) – массовые выбросы дакитовых игнимбритов с одновременным излиянием небольших по объему более основных оливинсодержащих базальтов известково-щелочного состава. Для периода образования игнимбритов, как и для предыдущего этапа формирования эффузивов, в данном районе в виду роста аккумулятивных вулканических возышенностей 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 вулкано-тектонических структур, генетически связанных с типом развивающегося вулканизма. Образование базальтовой формации происходит в перекомпенсированном вулканитами прогибе северо-западно-широтного простираия (на месте современных хр. Тумрок, частично Камчатской депрессии и северной оконечности хр. Гамчен) и, видимо, параллельно развитию коротких вулкано-тектонических 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 щапинской 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 воевышенностей в какой-то степени единая линейная вулканоструктура преобразуется в ряд изометричных кольцевых структур. В данном случае это кольцевые вулкано-тектонические депрессии и крупные кальдеры, связанные с массовыми выбросами игнимбритов, на периферии которых продолжают развиваться отдельные базальтовые вулканы.

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

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

Периоду перерыва в развитии вулканизма и размыва кровли щапинской свиты достоверно коррелятных 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 размыта 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 развились 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 эruptionи 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 опакитовыми 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 эruptionи 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 псевфитовых 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 псево-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 пирокластика 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 глубовых агломератовых (тефра, накапливавшаяся в результате взрывных 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 плагиоклаазов и моноклинных пироксенов.

В целом для толщ, сложенных этими накоплениями, характерна чрезвычайно грубая слоистость, обусловленная чередованием линзообразных прослоев отложений разных генетических типов (табл. IV; 1, 2, 3, 4 прил.). Мощность толщ к периферии вулканов уменьшается до 300–350 м, в то время как только видимая мощность вблизи центра эruption 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 вулканитов связано с извержениями из отдельных крупных вулканических центров, и тем самым наблюдается закономерная смена фаций от чисто вулканических вблизи жерл к вулканическим 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 пирокластики. 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 олигоценовых 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 околоводородным 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 субвуликанические интрузии, причем нередко хорошо видны вертикальные или кругопадающие рвущие контакты. Особенно четкие рвущие контакты отмечены в крупном (площадь порядка 10 км²) 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, экзоконтактовые 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 эruption 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 экструзивным 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 врезах, – 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 грубообломочных накоплений, представленных главным образом вулканогенно-плювиальными отложениями лахаров и "сухих" рек.

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

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

В посттумрокское 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 нижнечетвертичные существенно лавовые стратовулканы иультского 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 эфузивной 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 щапинской 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 простирации. 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 окологорловых зон. Присущи в основном тумрокскому комплексу.

Продукты взрывной деятельности¹

Наблюдаются в различной степени спекшихся и неспекшихся породы. Первые, по-видимому, относятся к отложениям "раскаленных туч" [Смит, 1963; Росс, Смит, 1963; Мартин, 1963; и др.], вторые – к продуктам пирокластических потоков и раскаленных лавин, 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 взрыва при развитии щитообразных вулканов и стратовулканов.

Спекшиеся породы – игнимбриты. Характерно их распространение на обширных пространствах с облеканием рельефа и заполнением эрозионных 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 размытия.

Наиболее распространены следующие типы игнимбритов:

- а) плотные лавоподобные породы серого и розового цвета с мельчайшими флямме серого стекла (флямме видны лишь на отполированных водными потоками и выветрелых поверхностях) и мелкими сплющенными обломками пемзо-видных пород;
- б) менее плотные, с хорошо различимой обломочной структурой породы темно-серого, почти черного цвета; характерны крупные, ориентированные в одном направлении флямме 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 фляммеподобных неориентированных обломков черных обсидианов.

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

Неспекшиеся туфы – фации пирокластических потоков. Встречаются как вблизи центров извержений, так и на значительном удалении от них; приурочены, как правило, к эрозионным 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 мелкообломочных, 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; Ботвинкина, 1974]. В атласе "Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов" [Краевая, 1977] критерии их диагностики выделяются, в частности, и на примере плиоценовых 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 щапинской свиты, так и тумрокского вулканогенного комплекса (табл. V; 6 прилож.).

Неспекшиеся туфы – скопления тефры, выброшенной из кратеров эруптивных аппаратов. Состоит 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 линзообразных 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 тумрокского комплекса характерны также агломератовые туфы, состоящие целиком из несортированных вулканических бомб веретенообразной, а кроме того, овальной и сфероидальной форм с мелкобугристой поверхностью, напоминающей цветную капусту (табл. V, 5).

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования

Горный аллювий залегает в виде линз в периферических частях периклиналей тумрокских стратовулканов, а также в толщах вулканогенных формаций щапинской 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 полууглуватая, 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 разностей до 0,5 м для гравийных. С этими отложениями чередуются туфоконгломераты, главным образом средне- и крупногалечные, нередко валуносодержащие. Среди фрагментов более 2 см в поперечнике, как правило, преобладают полууглуватые и полуокатанные, реже окатанные. Содержание их колеблется от первых единиц до 40–50%. Чаще же составляет около 10–30% общей массы породы.

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

2 Специфика 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 валуносодержащих. Внутри пакетов как туфопесчаников, так и туфоконгломератов наиболее характерна субпараллельная линзовидная слоистость; реже встречается косая односторонняя, косоволнистая (см. табл. II, 3, 4). Мощность слоек 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 полуокатанные; наиболее часты случаи, когда преобладают угловатые и полууглобоватые. 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 линзоочки мелкообломочного тектонического 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, полуокатанные 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) полуокатанных и окатанных фрагментов. Заполнитель серого цвета, представлен дресвянисто-песчаными фракциями. Иногда прослеживается переход мореноподобных брекчий по простианию в валуносодержащие 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-

ле 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 липп гравелистых туфопесчаников (табл. IX; 1, 2, 3 прилож.).

Среди перечисленных выше отложений разных генетических типов не были рассмотрены грубобломочные образования склонового ряда, представленные главным образом туфобрекчиями. Эти накопления имеют много общего и с туфами эксплозивных 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 эruption, 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 тектоко-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, Левой 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 щапинскими вулканитами хр. Тумрок (базальтовые и игнимбритовые формации, наличие мощных пачек характерных субшелочных мегаплагиофировых 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, комагматических дацитов и игнимбритов 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 щапинской свиты, в связи с чем еще нельзя быть до конца уверенными в полном соответствии возрастного объема этих отложений и щапинской свиты. Пока целесообразно выделить эти отложения в самостоятельную свиту – кавычинскую. Стратотипом кавычинской свиты мы принимаем наиболее типичный разрез вулканитов в верховьях р. Кавычи¹.

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

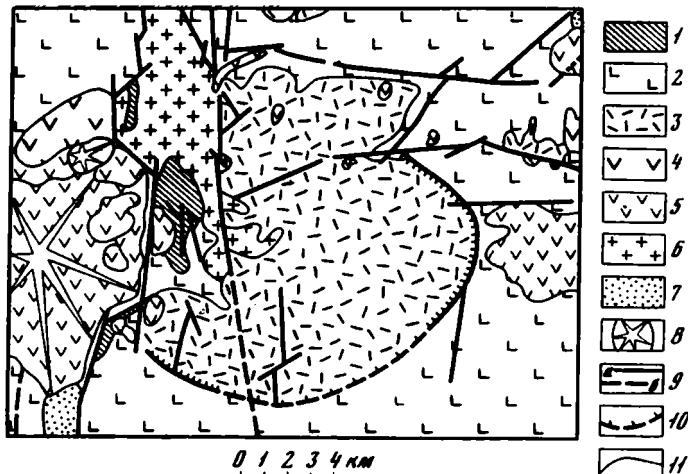


Рис. 19. Схема геологического строения верховьев рек Средней Авачи и Кавычи (Верхнеавачинская купольно-кольцевая структура)

1 – верхнемеловая хозгонская серия; 2 – поля распространения базальтовой формации кавычинской свиты; 3 – поля распространения игнимбрито-дацитовой 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 палеоценена [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, б). 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 выше лежащие 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 горстообразное 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. Левой Авачи склон свода осложнен сбросами, имеющими, видимо, незначительные амплитуды смещений. Как восточный, так и западный борт 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 слабоминерализованных 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 (сопка Песчаная, в Атласе вулканов она переименована в вулкан Заварицкого [Святловский, 1959]) голоценового возраста приурочены к меридиональным расколам по р. Левой Аваче. По смещениям в предполагаемых нижнечетвертичных эфузивах 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 вбросов 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. Левой 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 Левой 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 [Волынец, Колосков, 1977], не анализировавшим, 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. Эстрембокос, 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 Ка-рымско-Семячинской 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 базальными слоями в основании, налегают на смятые в крутые складки slabометаморфизованные терригенные отложения хэзгонской 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 хэзгонской серии. Мощность обычно не превышает 15–20 м.

2. Мощные, линзообразно переслаивающиеся пачки агломератовых базальтовых туфов, от глыбовых до мелкообломочных (см. табл. V, 3, 4). Крайне редко встречаются псевфитовые и псаммитовые разности. Заполнитель в туфах всегда пропилитизирован, очень плотный, зеленого и зеленовато-серого цвета. Обломки базальтов всегда более свежие. Повсеместно наблюдается эпилитизация, 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 псевфитовых туфов с эфузивами базальтового и андезито-базальтового состава, причем в одних разрезах преобладают лавы, в других – туфы, и тем самым создается пестрая фациальная картина. Весьма характерны крупнопористые, иногда кавернозные базальты. Поры и пустоты в них всегда полностью заполнены хлоритом, реже кальцитом. В верхах разреза залегают потоки гигантоплагиофировых базальтов, вкрапленники которых представлены желтоватым полупрозрачным плагиоклазом (лабрадор-битовит). Мощность этой эфузивно-пирокластической части разреза колеблется от 100 до 400 м, причем часто преобладают мегаплагиофировые разности базальтов субщелочного состава. Общая максимальная подсчитанная мощность базальтовой части разреза нижнеплиоценовых вулканитов в районе Авачинских озер составляет 800–900 м.

Кровля нижней эфузивно-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 фаций (увеличение эфузивной 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 Левой Авачи на базальтовую часть разреза налегают мощные потоки андезито-дацитов и дацитовых игнимбритов.

Разрез верхней части кавычинской свиты весьма однороден. Это мощные, до 100–150 м, потоки (пачки) темно-серых и серых плотных вулканитов с крупными фляммеобразными включениями и обломками плотных афировых эфузивов и стекла. При изучении этих пород с весьма сложными текстурами возникают трудности в разделении эфузивов 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 слабофлюиального стекла; часто встречаются флямме, иногда достигающие нескольких метров в длину. Текстурные признаки, а также плащеобразное распространение подобных образований на значительных площадях дают основание относить их в основном к игнимбритам. Однако наличие среди таких вулканитов (особенно вблизи выходов интрузии) порфировых разностей, залегающих в виде мощных линзообразных потоков, заставляет относить их частично к дацитовым лавам. Ввиду этого данную формуацию мы называем игнимбрито-дацитовой.

Среди дацитов, наполненных обломками эфузивов, и игнимбритов 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 игнимбритовыми и дацитовыми пртоками и связаны с ними постепенными переходами – вероятно, в результате слабого спекания в приконтактовой зоне поверхности отложений лахара с подошвой игнимбрита или пересыщенного обломками дацита. Игнимбриты и дациты имеют обычно свежий облик, в то время как лахаровые брекчии, особенно их заполнитель, нащел аргиллизированы, а иногда и пропилитизированы. Максимальная подсчитанная мощность дацит-игнимбритового 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 эфузивами бальтового 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 простиранию 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 игнимбрито-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 врезах встречаются слабопропилитизированные агломератовые туфы. В верхней части разреза фиксируется серия потоков мегаплагиофировых базальтов. Измененные мегаплагиофировые 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 игнимбрито-дацитовых образований по площади приурочено к верховьям рек Кавычи, Левой 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 игнимбриты распространены сравнительно недалеко от эруптивных центров; 2) временный разрыв между базальтовыми и дакитовыми извержениями, по-видимому, весьма невелик, так как дациты залегают на сохранившихся, хотя и слабо размытых, чрезвычайно пологих периклиналях базальтовых вулканов; 3) правомерно выделение базальтовой и дакит-игнимбритовой толщ в качестве самостоятельных вулканогенных формаций.

Особый интерес представляет полифазовая интрузия (габбро-диориты, гранодиориты, граниты), вероятнее всего генетически связанная с формированием нижнеплиоценовой дакит-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 – хэзгонской серией верхнего мела и нижнеплиоценовым вулканическим комплексом. В глубоких эрозионных врезах восточнее Авачинского и Безымянного озер интрузия полого падает под плиоценовые вулканиты 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 порфировым типам плагиоклазовых андезитов и андезито-дакитов. Выше отмечалось, что аналогичные эфузивы встречаются в нижней части игнимбрито-дакитового разреза. В кровле интрузивного тела северо-восточнее Авачинского озера через зону эндоконтакта фиксируется постепенный переход к дакитовому разрезу, залегающему выше. Причем разновидности пород в эндоконтакте интрузии и в центральных частях мощных дакит-игнимбритовых потоков весьма сходны. Таким образом, напрашивается вывод о комагматичности игнимбритов и дакитов с гранодиоритами и диоритами интрузии, являющейся тем самым интрузией под вулканом – застывшим приповерхностным магматическим очагом. С базальтовой частью плиоценового разреза наряду с тектоническими kontaktами фиксируются и отчетливо рвущие контакты. Характерна мощная дайковая серия, рвущая базальтовую часть разреза (диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, микрогаббро, габбро-порфиры). Породы вблизи контактов с интрузией и дайковыми сериями аномально сильно изменены (аргиллитизация, пропилитизация, лимонитизация) на фоне общей, сравнительно слабой пропилизации базальтового разреза. Флишеподобные терригенные пачки хэзгонской серии в экзоконтакте с интрузией ороговикованы. Севернее оз. Безымянного на интрузии залегает останец кровли, сложенный филлитовидными породами хэзгонской серии (рис. 20). Породы кровли, четко ритмичнослоистые, имеют вертикальные элементы залегания. В нижележащей интрузии отчетливо прослеживаются теневые структуры, соответствующие слоистости хэзгонской серии. Полосы таких теневых структур уходят в глубь интрузивного тела. Вдоль них расположены переработанные в различной степени ксенолиты пород хэзгонской серии: менее затронутые вблизи контакта и почти полностью ассилированные внутри интрузии. Эти наблюдения могут служить примером обрушения кровли в активный магматический очаг в приповерхностных условиях.

Рвущих контактов интрузии с игнимбрито-дакитовым разрезом нигде не наблюдалось. В дакитах и игнимбритах практически отсутствует дайковая серия, присущая базальтовому разрезу. Лишь в верховьях р. Кавычи в отдельных тектонических блоках дакиты рвутся дайками диорит-гранодиорит-порфирами. Вероятно, это самая поздняя дайковая серия, связанная с развитием данной интрузии. По сравнению с нижней базальтовой частью разреза дакиты и игнимбриты практически неизменны. Пропилитизация появляется там лишь в рыхлых разностях туфов, 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

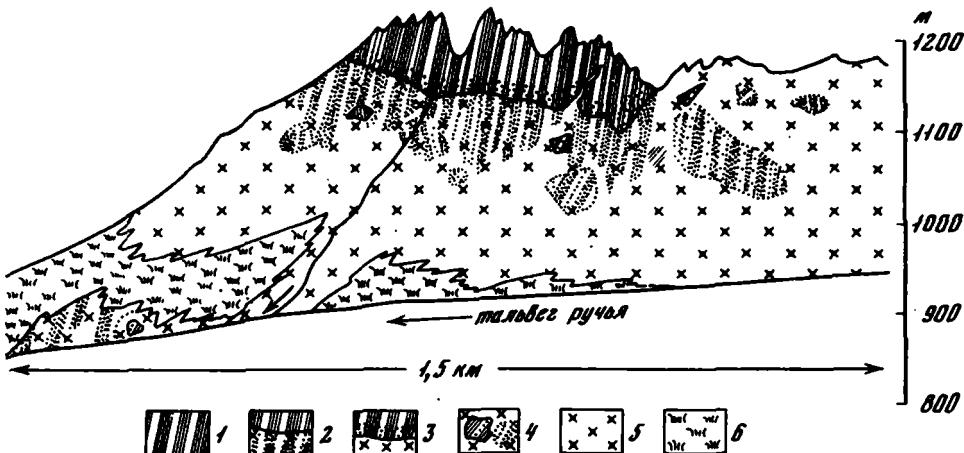


Рис. 20. Останец кровли пород хоэгонской серии на интрузии гранодиоритов севернее оз. Безымянного

1 – горизонтально-слоистые породы хоэгонской серии (залегание пластов субвертикальное); 2 – линзовидные структуры в интрузии гранодиоритов в приконтактовой зоне с хоэгонской серией; 3 – зона ороговиковования (экзоконтакт интрузии); 4 – в различной степени измененные ксенолиты пород хоэгонской 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 темно-серой 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 полуокатанной галькой. Признаки сортировки материала отсутствуют. Петрографический состав обломков – главным образом базальты и андезито-базальты (табл. X; 2 прилож.).

Еще одна разность лахаровых отложений вскрыта, в частности, в разрезе дадит-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 полуугледатые. 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 разномером до 0,3-0,5 м. Заполнитель дресвианисто-песчаный. Следует отметить, что вторичная чешуйчатая текстура значительно искаляет 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 изометрических зон ожелезнения размежом от $0,8 \times 0,4$ до 2×4 м. Переход к вышележащим игнимбритам постепенный.

Кое-где в эфузивно-пирокластических разрезах встречаются и более каменистые 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 разнозернистых туфопесчаников, туфогравелитов с единичной средней полуокатанной и полуугледатой галькой, гравелистых туфопесчаников, содержащих до 5% разноразмерных полуугледатых и полуокатанных валунов, а также тонкослоистых среднезернистых и разнозернистых туфопесчаников. Петрографический состав окатышей – преимущественно темно-серые крупнопорфировые и афировые базальты. В линзах отложений "сухих" рек, заключенных между агломератовыми туфами и потоками лав, нередки также чередующиеся линзовидные пакеты мощностью 0,5-0,7 м гравелистых туфопесчаников с редкой мелкой и средней галькой и валуносодержащих 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 слойками мощностью от 1 до 10 см разнозернистых 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 размытии 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 мегаплагиофировыми 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 микроплагиофировыми базальтами, а верхние – мегаплагиофировыми 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. Мощность лавово-пирокластических пачек достигает нескольких сотен метров, локализуются они в субкольцевой депрессии, реликты которой отчетливо реконструируются к востоку от интрузии, на междуречье рек Кавычи, Левой и Правой Авачи. 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 плиоцене широко проявился базальтовый – андезито-базальтовый вулканализм как центрального, так и ареального типа. Вулканиты же кислого состава, венчающие плиоценовый цикл, локализовались лишь внутри кольцевой депрессии, приуроченной к центральным частям опущенного блока.

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

¹ Этот сложный тектономагматический 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 plutона.

Комагматичность близповерхностных интрузий с игнимбрито-дацитами позволяет объединить их в одну формацию и рассматривать ее несколько шире – как вулкано-плутоническую, 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, флюроносная 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 кругой структурный разворот от меридионально-северо-восточных простираций 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 (заключение В.Н. Синельниковой, ГИН АН СССР). Выше по разрезу фиксируется переход, местами постепенный, местами с внутриформационным 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 щапинской свитой хр. Тумрок и кахтунской свитой Срединного хребта (заключение А.И. Челебаевой). Учитывая площадное распространение подобных образований на Восточной Камчатке, мы их будем объединять под названием щапинской свиты, сопоставляя со стратотипическим разрезом в хр. Тумрок. Верхи континентального разреза щапинской свиты в Валагинском хребте размыты, сохранилась лишь нижняя, существенно конгломератовая часть разреза. Восточный склон одностороннего горста Валагинского хребта представляет собой моноклиналь, местами нарушенную разломами небольшой амплитуды северо-восточного простирания. Моноклиналь полого погружается под Восточную вулканическую зону. Тем самым и разрез щапинской 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.

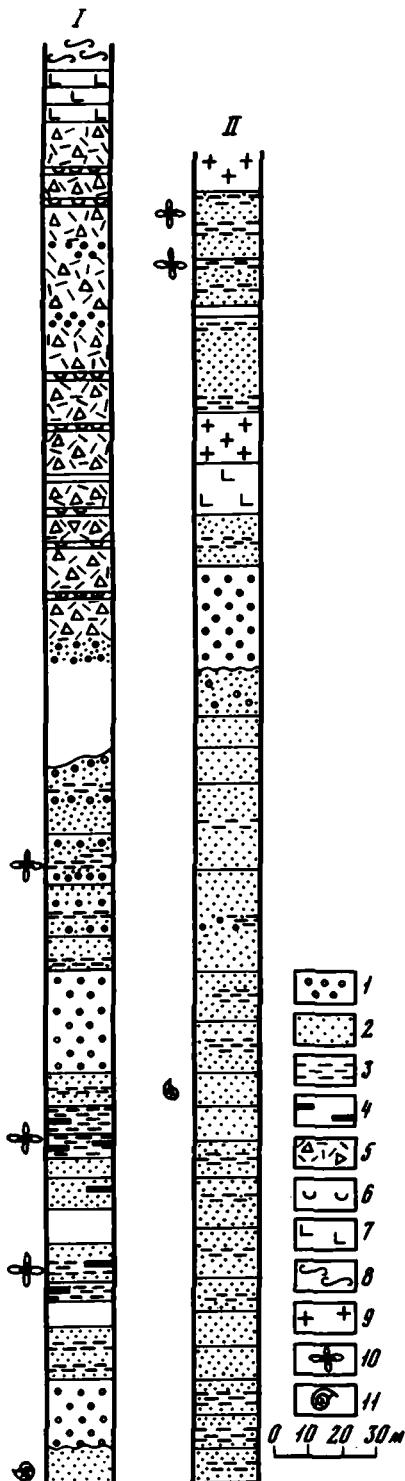


Рис. 21. Разрез щалинской свиты по ручью Хрустальному в районе горы Стол. Переход (снизу вверх по разрезу) от прибрежно-морской и континентальной молассы к вулканогенной формации

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 - прослои углей; 5 - базальтовая пирокластика; 6 - прослои озерных диатомовых тuffитов; 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 конгломератобрекции, 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) мегаплагиофировых лав субшелочного состава. Излияния мегаплагиофировых базальтов носят площадной характер. Потоки их протягиваются на десятки километров, что прекрасно можно наблюдать в уступе левого берега р. Левой 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 мегаплагиофировых базальтов происходит качественный скачок в вулканической деятельности. В разрезе (гора Стол, левый борт долины р. Левой Жулановой) появляются пачки дакитовых 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 мегаплагиофировых базальтов ареального типа.

4. Извержения дакитовых игнимбритов и излияния оливинсодержащих базальтов.

Отметим, что после непродолжительной трансгрессии мелкого моря в раннем плиоцене, по палеогеографическим реконструкциям [Шандер, 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 дис-
кретно на протяжении позднего плиоцена и всего четвертичного
времени.

На данном участке Валагинского хребта, как уже говорилось, за счет раз-
мыва при поднятии, возможно, редуцирована верхняя часть плиоценового раз-
реза, в том числе и вулканогенного. Хотя вполне вероятно, что здесь, как в
области относительного сжатия, эфузивный магматизм в нижнем плиоцене
вообще не проявился. Магматизм в этой зоне реализовался в формировании
различных малоглубинных интрузивных тел. Интрузии хорошо вскрыты в глубо-
ких эрозионных врезах ручья Хрустального и левой вершины р. Мальцевской
(массив горы Корниловской). По ручью Хрустальному на разных стратиграфи-
ческих уровнях вулканогенно-осадочного разреза щапинской свиты (прибрежно-
морские и континентальные фации) обнажаются пластовые тела и дайки как
основных, так и кислых пород. Основные породы представлены двупироксено-
выми 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 лакколит гранодиорит-порфирам. В среднем течении ручья Хрустального,
в правом борту долины отмечен базальтовый силл, непосредственно подстилаю-
щий пластовую интрузию гранодиорит-порфирам. На юго-восточном склоне го-
ры Корниловской, в левой вершине р. Мальцевской, в верхней части прибреж-
но-морского и в нижней части континентального разреза щапинской свиты фик-
сируются в прекрасно обнаженных стенках ледниковых цирков (рис. 22) мно-
гоярусные силлы гранодиорит-порфирам и диорит-порфиритов. Вся толща вул-
канотерригенных 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 ха-
рактер базальт-дацитового вулканизма верхней части разреза щапинской сви-
ты, 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 свое-
образными кратковременными промежуточными очагами ("отстойники") базаль-
товой 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-порфирам. Впрочем, образо-
вание 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 игнимб-
ритообразующих извержений, которые во времени следуют за ареальными ба-
зальтовыми излияниями.

Таким образом, в щапинской свите Валагинского хребта и Восточной вул-
канической зоны можно выделить те же формации, что и в хр. Тумрок (снизу
вверх по разрезу): 1) вулканотерригенная прибрежно-морская формация с пе-
реходом в континентальную вулканогенную молассу; 2) базальтовая формация
с субшелочными мегаплагиофировыми базальтами; 3) базальт-игнимбритовая
формация.

Объединяя многоярусные силлы гранодиорит-порфирам и лакколиты с комаг-
матическими им игнимбритами, можно выделить более сложную вулкано-плутони-
ческую базальт-игнимбрит-гранодиорит-порфировую формацию.

Континентальная молassa накапливалаась локально, наследуя по площади мор-
ской залив, видимо, северо-западного направления. К такому выводу мы при-
ходим потому, что с севера и юга данного района вышележащие вулканические



Рис. 22. Многоярусные силлы и секущие дайки диорит-порфиров и грано-диорит-порфиров – предполагаемая система сложных подводящих каналов ареальных 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 чём 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 игнимбриты 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 ареальных базальтов, так и игнимбритов связано с развитием линейных дизъюнктивных структур и вулкано-тектонических структур типа грабенов.

В позднем плиоцене 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 щапинской свиты сразу налегают среднеплейстоценовые вулканиты (игнимбриты, связанные с кальдерой вулкана Большой Семячик).

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 простираия 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-дациовая 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-дациовая). В зависимости от ряда тектонических факторов удается увязать явления, связанные с глубинным и поверхностным магматизмом, и выделить вулкано-плутонические формации – гранодиорит-игнимбрит-дациловую и базальт-игнимбрит-гранодиорит-порфировую.

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

В северном блоке (хр. Тумрок) верхняя формация представлена игнимбритами и сопровождающими их базальтами (намного в меньших объемах), в южном (Авачинские озера, р. Кавыча) аналогичная по стратиграфическому положению формация – игнимбритами и дацитами. В северном блоке кольцевая игнимбритообразующая структура выражена вулкано-тектонической депрессией (крупной кальдерой), которая и сейчас остается отрицательной. В южном же блоке такая вулкано-тектоническая депрессия за счет вовлечения в общее поднятие претерпела инверсию: большая часть ее заключена горстовым четвертичным поднятием и на поверхность выведена интрузия, комагматическая 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 plutona) на поверхность. Таким образом, в месте его прорыва образуется эфузивно-пироскальтическая формация однородного состава, в данном случае – игнимбрито-дациовая. Нижние базальтовые формации аккумулировались 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 вулкано-тектонических грабенов, приуроченных к системам разломов сначала северо-западного, потом северо-восточного простираия. 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 полузамкнутых котловин и межгорных тектонических депрессий с неравномерным прогибанием и пр.) создаются наиболее благоприятные условия для накопления мощных межгорных вулканотерригенных и вулканогенных молasses. 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 простирианию 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 вулкано-плутонические – 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 кававлинской свите и, по-видимому, на более древних отложениях. В осевой части Срединного и Быстринского хребтов она сложена преимущественно континентальными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, охарактеризованы флорой, однотипной с флорой шапинской свиты. На восточных склонах хребта, по крайней мере от широты р. Секлун на юге до верховьев р. Озерной на севере, континентальные фации (в нижней части разреза) постепенно замещаются морскими. Здесь недрко захоронения ископаемой флоры встречаются в одних слоях с остатками моллюсков, которые, по заключению В.М. Гладиковой, Л.И. Ястребской и Г.П. Борзуновой, относятся к плиоцену [Шеймович, Балов, 1972]. От Быстринского хребта на север кахтунская свита распространяется в бассейны рек Белой, Двухъюрточной, 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, коррелятный гумрокскому 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 простираций 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 дешифруются по системам безамплитудных трещин, а также фиксируются по реэкому погружению доллиоценового фундамента и общему сужению вулканической плиоцен-четвертичной зоны к

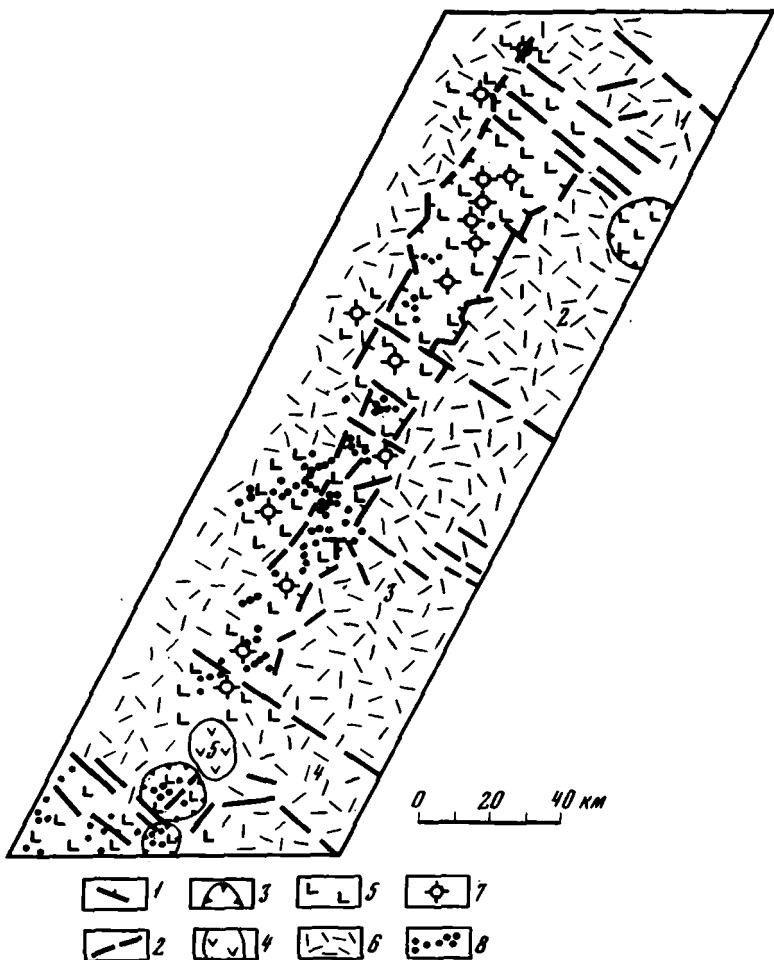


Рис. 23. Схема строения центрального опущенного блока Срединного хребта
 1 – приблизительные ограничения вулкано-тектонического грабена; 2 – разломы;
 3 – ограничения вулкано-тектонических кольцевых структур; 4 – андезиты;
 5 – четвертичные базальты; 6 – поля распространения плиоценовых формаций;
 7 – 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 простирианий, проходящих в бассейнах рек Хайлюли, Сановаям и Ивашки, от более северного поднятого блока, в цоколе которого обнажаются меловые толщи.

Внутреннее строение центрального блока несколько неоднородно. В нем можно выделить относительно опущенные и относительно поднятые участки (рис. 23). Наблюдаются как бы ундуляции доплиоценового фундамента с юго-запада на северо-восток. По положению кровли верхнеплиоценовых вулканитов 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 долознеплиоценовые. Верхнеплиоценовые и четвертичные вулканические комплексы формируются на весьма неровном рельфе нижнеплиоценовых и более древних образований.

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

Восточный склон Срединного хребта в бассейнах рек Кункилок и Шишней (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 врезах Е.В. Дараганом закартированы породы древнего облика, условно относимые к раннему палеогену, и перекрывающие их дислоцированные эфузивы 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 каахтунской нижнеплиоценовой свитой более южных районов Срединного хребта. На большую часть позднего миоцена, здесь, по-видимому, приходится перерыв в осадконакоплении. Перекрывающие каахтунскую свиту вулканогенные отложения, в данном районе, вероятно, верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста, сопоставляются нами с крерукским вулканогенным комплексом (рис. 24).

Прежде чем дать характеристику формационного состава каахтунской 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 каахтунскую 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. Кункилок. Размах крыльев этой структуры порядка 7 км. В ядре выходят породы свиты р. Поворотной, на крыльях обнажается каахтунская свита. Структура симметрична, углы падения на крыльях 15–20°, в зонах разрывных нарушений до 30–40°. б) Синклинальная структура водораздела рек Кункилок и Шишней. Синклиналь выполнена породами каахтунской свиты. Наблюдается слабая асимметрия в ее строении: юго-западное крыло более круглое (20–25°), чем северо-восточное (10–15°). Размах крыльев порядка 6 км. Несколько эксцентрично по отношению к оси синклиналии на каахтунскую свиту налегают образования вулкана Кункилок, относимого к крерукскому вулканогенному комплексу (см. рис. 24). в) Антиклиналь большого правого притока р. Шишней. В размытом ядре структуры обнажается свита р. Поворотной, крылья сложены вулканогенно-осадочной и пирокластической фациями каахтунской свиты. Углы падения на крыльях 15–20°, 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. Кункилок, здесь они оконтуривают неглубокий грабен, осложняющий пологую антиклинальную структуру северо-западного простирания. Аналогичные разрывные нарушения того же направления прослеживаются вдоль долины р. Шишней. Разрывы сопровождаются зонами дробления и более крутыми залеганиями пород каахтунской 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-

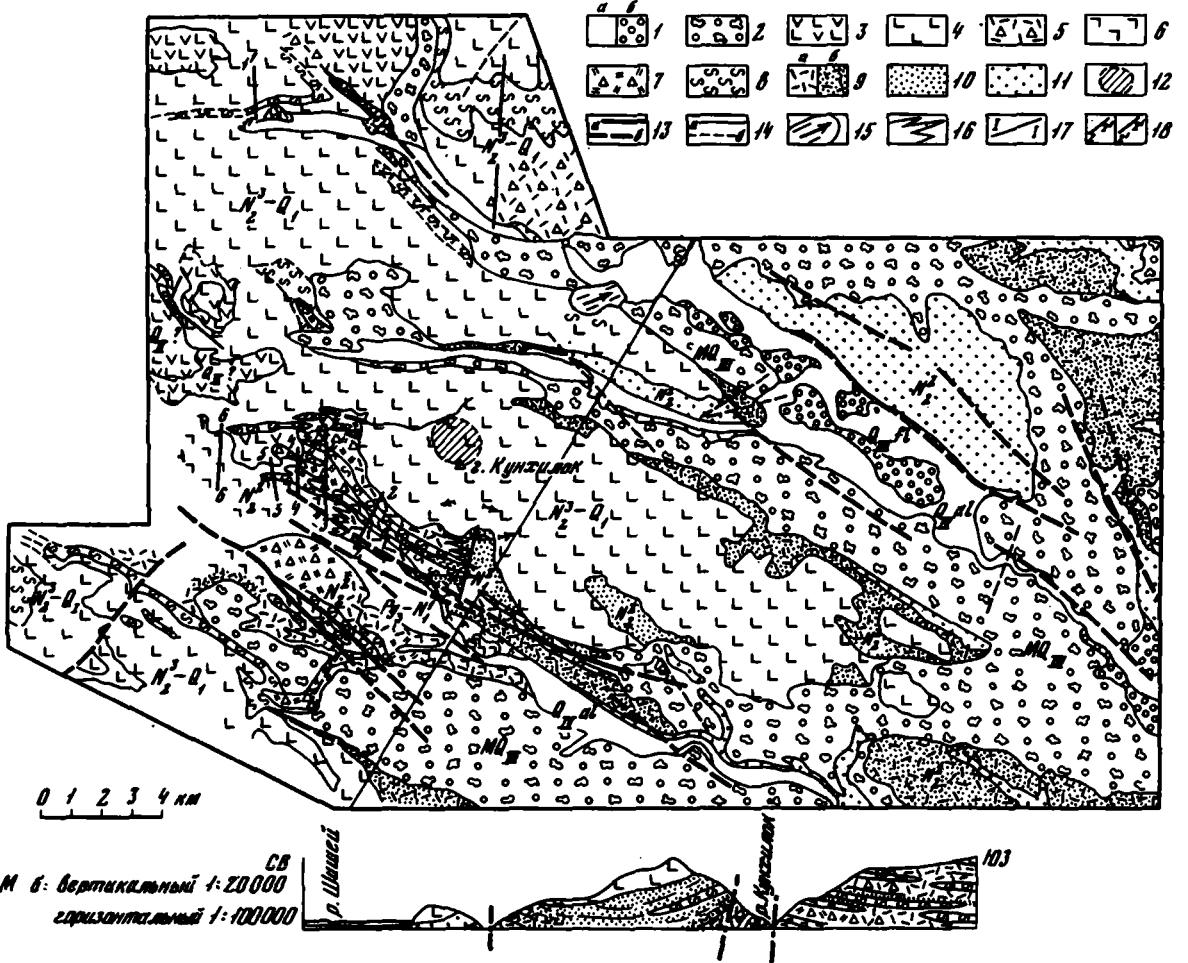


Рис. 24. Фациально-геологическая карта бассейнов рек Кунжилок и Шишей (составлена А.Е. Шанцером с использованием материалов геологической съемки Е.В. Дарагана)

1a - 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 - сейсмотектонические обвалы и оползни; 16 - фациальные границы; 17 - линии 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. Кунжилок и один сброс со смещениями в первые метры – в верховьях р. Шишей. В основном же преобладают системы трещин растяжения, по которым смещения пластов не происходят.

Характер вулканизма и особенности осадконакопления

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

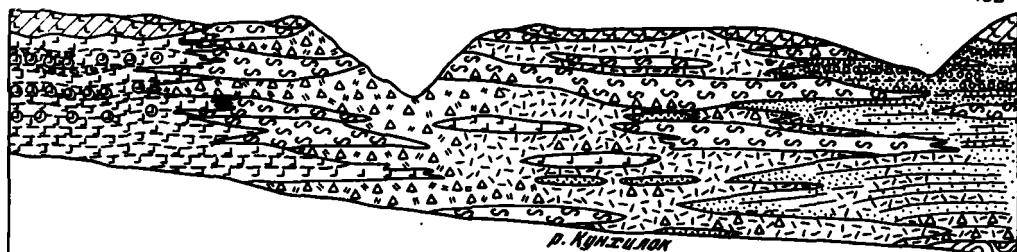
Наиболее полно свита обнажена в левом борту долины р. Кунжилок. Здесь хорошо прослеживается постепенный переход по простирации (с юго-востока на северо-запад) от разрезов с преобладанием вулканотерригенных фаций через существенно пирокластические к практически полностью эфузивным (рис. 25). В пирокластических разрезах значительную роль играют игнимбриты, 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 простирации.

Линии разрезов вынесены на карту (см. рис. 24). Ниже мы даем лишь обобщенную характеристику различных формаций, слагающих кахтунскую 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 подробные 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 cementированными породами прослеживаются тefристые 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 хвои. Подавляющее большинство обломков в породах хорошо окатано, весьма пестрого состава: двупироксеновые и плагиоклазовые базальты, пемзovidные 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-брекчии, туфоконгломераты и туфогравелиты с косоволнистой, линзовидной и почти горизонтальной слоистостью, по-видимому, относятся к отложениям "сухих" рек. Среди пачек обломочных пород залегают пластины игнимбритов, мощность которых колеблется от 1 до



0 100 200 м вертикальный



0 500 1000 м горизонтальный



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

1 - базальты крерукского комплекса; 2 - базальты кахтунской 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 игнимбритов состоит из коричневого флюидального стекла. Вкраалленники 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 тифроидов. Повсеместно встречаются две разности 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 туфобрекции, часто с целыми блоками пород, сохранившими свою первичную текстуру: слоистые туфы, туфогравелиты и др. Лахары также представлены туфобрекциями от мелкообломочных до глыбовых, иногда со следами очень слабой сортировки материала и подобием слоистости. Фации 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

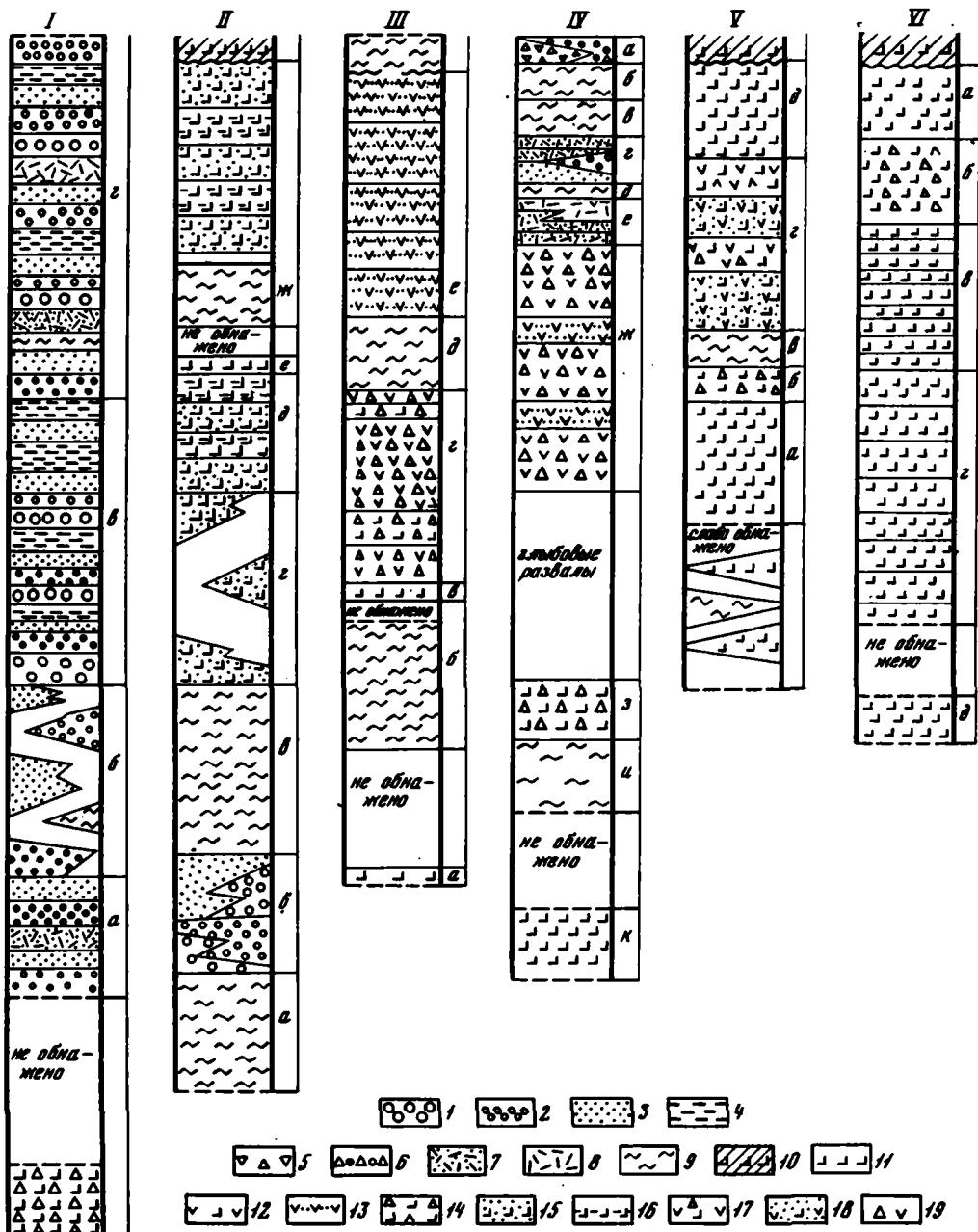


Рис. 26. Геологические разрезы левого борта долины р. Кунхилок (линии разрезов см. на карте, рис. 23)

1 - туфоконгломераты; 2 - туфогравелиты; 3 - туфопесчаники; 4 - туфо-алевролиты; 5 - брекчии; 6 - конгломерато-брекчии; 7 - туффиты псефито-псаммитовые; 8 - туффиты алевритовые; 9 - игнимбриты; 10 - базальты крекусского комплекса; 11 - базальты кахтунской свиты; 12 - андезито-базальты; 13 - андезито-дациты - лавы и мелкообломочная пирокластика; 14 - агломератовые туфы базальтового состава; 15 - псефо-псаммитовые туфы базальто-вого состава; 16 - алевритовые туфы базальтового состава; 17 - агломерато-вые туфы андезито-базальтового состава; 18 - псефо-псаммитовые туфы анде-зито-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. Кунжилок, где базальты одноименного вулкана (относимого 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 грубобломочные агломератовые туфы крерукского комплекса. В левом истоке р. Кунжилок и в верховьях большого правого притока р. Шишей на пирокластические и эфузивные фации кахтунской свиты налегают как игнимбриты, так и базальты крерукского комплекса. Кровля пород комплекса образует обширные пологонаклонные, местами платообразные поверхности, бронируемые лавами базальтового состава и игнимбритами. Для крерукского комплекса характерны сохранившиеся в рельфе вулканические постройки, но очень сильно разрушенные. В общем выделенный комплекс можно рассматривать как не вполне сформировавшуюся вулканогенную толщу. Характерные породы – базальты и цацитовые игнимбриты, реже встречаются базальтовые агломератовые туфы. Как базальтовые пачки, так и игнимбриты 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).

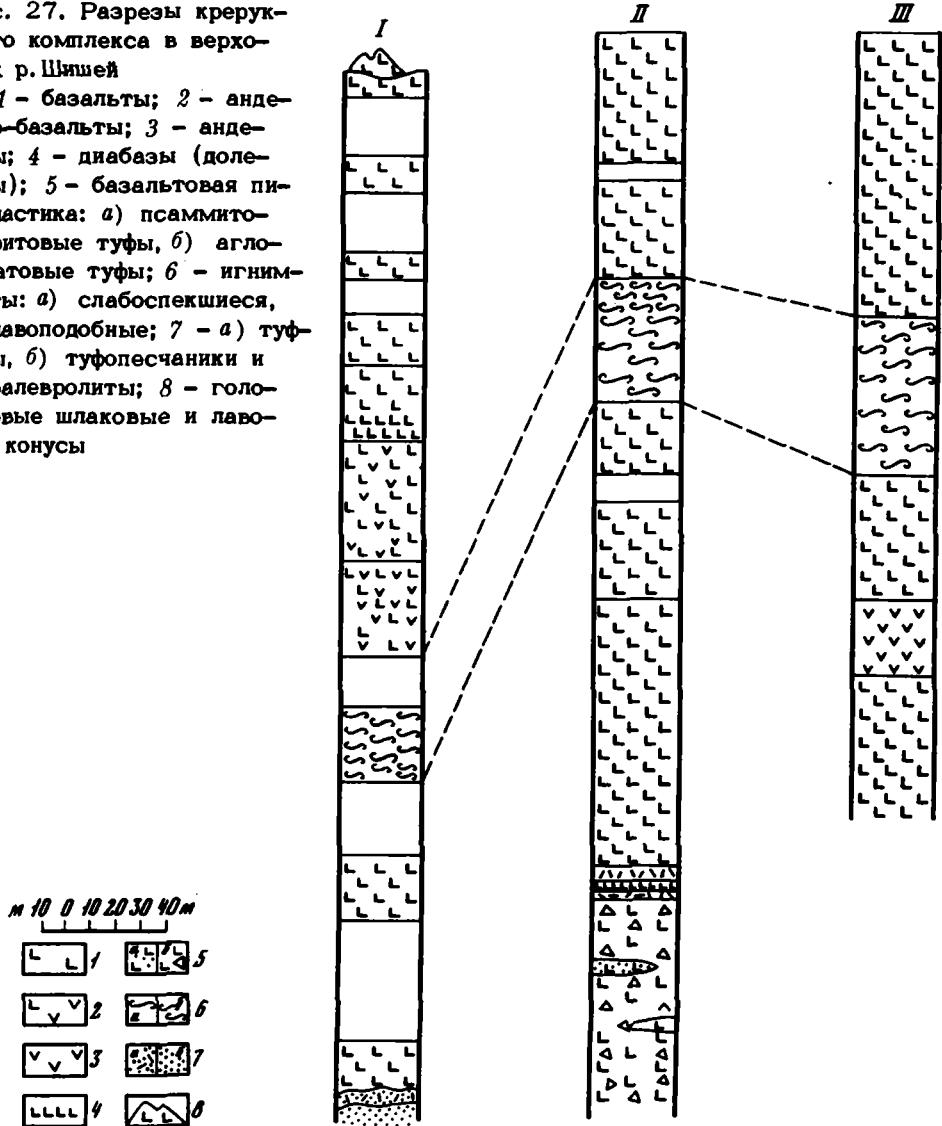
Анализ приведенного фактического материала позволяет сделать некоторые заключения по ранне- и позднеплиоценовым циклам развития вулканизма и осадконакопления в данном районе.

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 игнимбритовые вулканы. Резкое преобладание в разрезах, расположенных вблизи оси современного Срединного хребта, эфузивов 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, со прягались с ареальными базальтовыми зонами. Линейная приуроченность игнимбритов к расколам северо-западного простирания, вероятно, говорит о трещинном характере извержений и образовании структур типа вулкано-тектнических грабенов. Структуры такого рода намечаются по долине р. Кунжилок (см. карту). Одновременные вулканитам вулканогенно-осадочные образования формировались в основном за счет алювиально-пролювиальных отложений, накапливающихся в межгорных впадинах. Большую роль в осадконакоплении играли вулканогенно-пролювиальные отложения "сухих" рек. Седimentация 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 игнимбритов, относящихся, видимо, к краевым частям покровов.

Для позднеплиоценового цикла (крерукского) также характерен базальто-цацитовый (базальт-игнимбритовый) вулканизм. В цикле можно выделить три фазы развития вулканизма – раннюю базальтовую, игнимбритовую и позднюю базальтовую. В крерукском комплексе при анализе фаций и первичных залеганий 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 ки-лого вулканизма в данном районе не выявляются.

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

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



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

Таким образом, в данном районе распространены две контрастные базальт-дациевые (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 фациальными 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 проходили 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 гранзитно от верхнего плиоцена вплоть до голоцен. Наиболее четко грабен трассируется в северо-восточном направлении вдоль оси хребта от левых истоков р. Шишней на юге до верховьев р. Хайлюли на севере. Видимо, разломы, связанные с этой структурой, продолжаются 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 врезах (относительно приподнятый блок второго порядка) вскрывается восточный борт грабена, сложенный мощной существенно базальтовой пачкой, по-видимому относящейся 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 перекрывает базальтами верхней части крерукского комплекса. Для центрального относительно опущенного блока Срединного хребта характерно в отличие от поднятых блоков практически полное отсутствие игнимбритообразующих вулкано-тектонических 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 серии экструзий (бассейн р. Хайлюли) андезито-дацитов с пирокластической мантией, сложенной игнимбритами и распространяющейся на первые километры вокруг таких экструзий. Объемы спекшейся пирокластики здесь несравненно 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, Хайлоли. Примером может служить крупный Хайлолинский 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 голоцену 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 андезито-базальтовый вулканизм. За счет чрезвычайно интенсивного вулканизма, проявившегося в этой зоне в период от среднечетвертичного времени до голоцена, образовалась вулканическая горная цепь, состоявшая 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 докола 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.

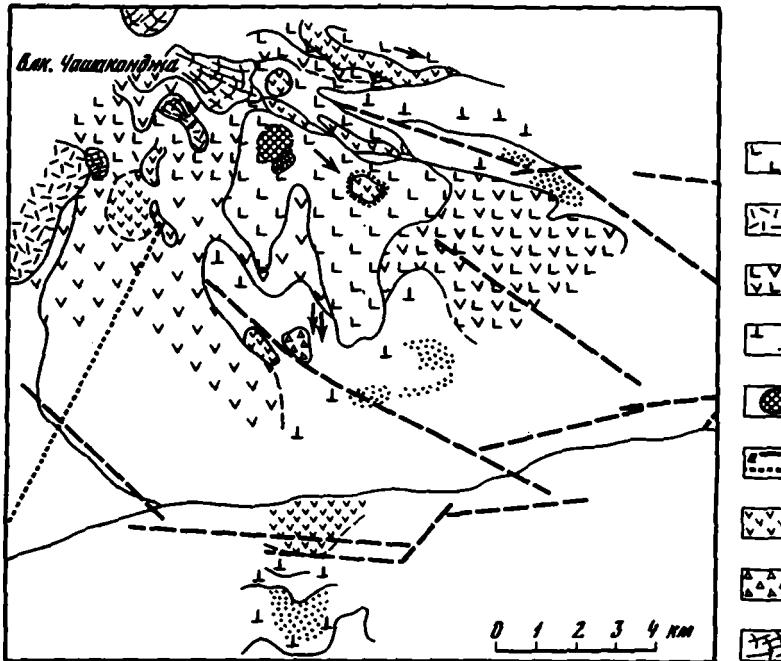


Рис. 28. Схема геологического строения южной части вулканического массива Алней-Чашаконджа

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 – вулкано-тектонические обвалы; 9 – ледники

Вулканогенно-осадочные отложения вкрашены в эфузивно-пирокластический разрез в виде линз мощностью не свыше 20 м, протяженностью от первых десятков до 100. Представлены переслаиванием туфоалевролитов, туфопесчаников (от мелкозернистых до разнозернистых), туфогравелитов с редкой мелкой полуугловатой и полуокатанной галькой. Характеризуются субпараллельной линзовидной сплошностью. 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) субшелочных разностей, образующих мощные (до 50 м) потоки и серии потоков, широко распространенные по площади. В соответствии с определением K – Ar

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 – аглюмератовые и псевдо-псаммитовые туфы смешанного состава; 8 – базальтовые аглюмератовые 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

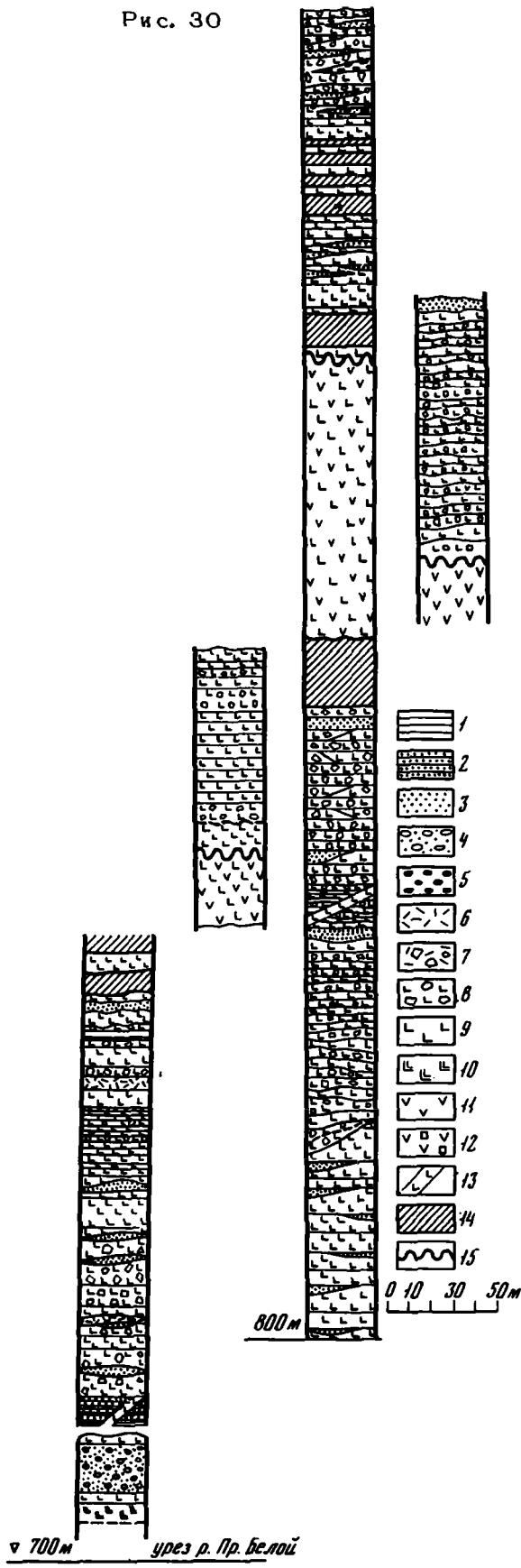
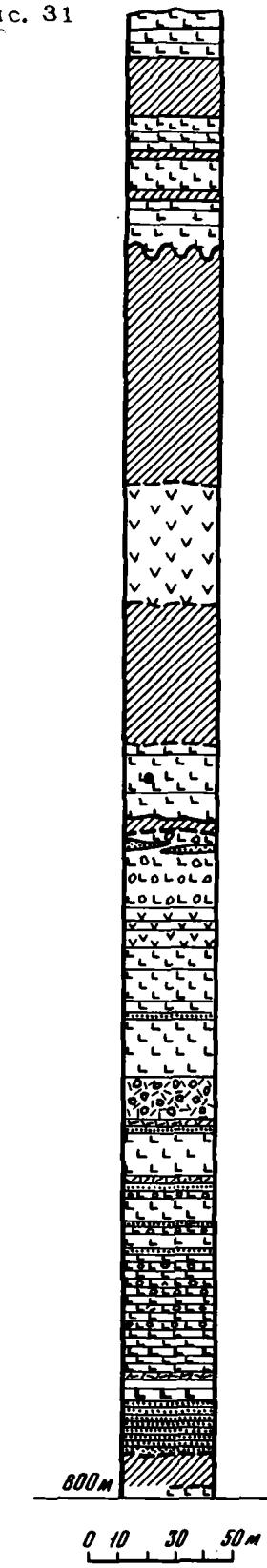


Рис. 31



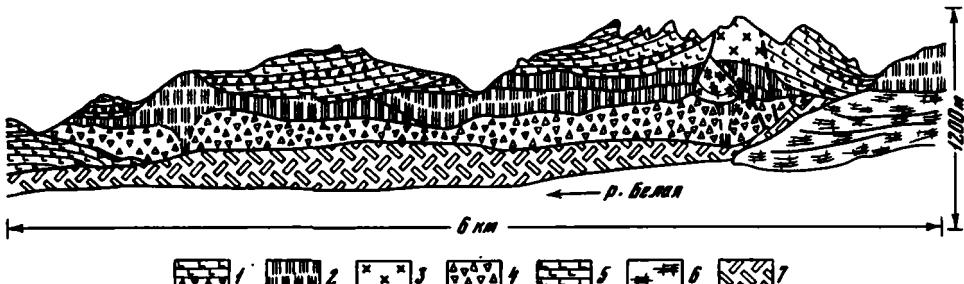


Рис. 31. Схематическая зарисовка разреза правого борта р. Правой Белой (в верхней части долины)

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 - осьпи

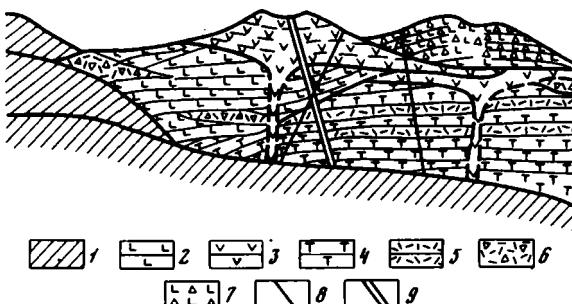


Рис. 32. Разрез-схема левого борта р. Правой Белой в верхней части долины

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 мегаплагиофировых базальтов равен 4 млн. лет^1 . В выше разрез становится преимущественно эфузивным, с преобладанием афировых и олигофировых пироксен-плагиоклазовых базальтов с редкими, но довольно мощными линзами тифроидов (рис. 29, 30). Мощность базальтовых лавовых потоков колеблется от 5 до 12 м; иногда они перемежаются с линзами базальтовых агломератовых (см. табл. XI, 4), псево-псаммитовых, редко псаммитовых (табл. XI, 2, 3) туфов мощностью от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. Кое-где в существенно эфузивных пачках наблюдаются линзы тифроидов мощностью от 5-6 до 20 м (табл. XI, 1, 2). Тифроиды представлены обычно разнозернистыми и гравелистыми туфопесчаниками с редкой полуугловатой и полуокатанной галькой (фашия субаэральных дельт мелких "сухих" речек, дренировавших склоны вулканов; табл. XI, 3, 5; табл. XII; 4 прилож.). Иногда встречаются маломощные линзы лахаровых туфоконгломератов (табл. XI, 4). Среди тифроидов 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.
92

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 тифроидов мощностью от 2 до 15–20 м. Среди них отмечены фации субаэральной дельты небольших "сухих" речек (туфопесчаники, туфогравелиты, иногда с мелкой полууглуватой и полукатанной галькой), а также озерные отложения. Для последних характерно чередование слойков и пакетов туфоалевролитов, от мелкозернистых алевритистых до разнозернистых, и туфогравелитов. Мощность слойков 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 размытом ложится сложнопостроенная эфузивная 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 андезито-базальтов до роговообманковых андезитов. По объему резко преобладают пироксеновые андезиты, присущие вулканическому массиву Алней-Чашаконджа. Крайне редко среди этих эфузивов встречаются линзы тифроидов 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 (позднеплейстоценовым) 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 эфузивы 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 кахтунскую свиту, характерны локальные крутые пликативные 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 вздернута 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 голоцене). Возможно, с его новейшей активизацией связаны мощные сейсмотектонические обвалы голоценового времени, расположенные в зоне этого разрывного нарушения. При дешифировании аэрофотоснимков отчетливо видны системы безамплитудных трещин северо-западного простирания, что также может говорить об оживлении этих тектонических нарушений в голоцене.

¹ Определения абсолютного возраста K-Ar методом выполнены С.Б. Смело-вым в Лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания связаны с молодым структурным планом. Они прекрасно дешифруются 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 простираций.

Магматизм и особенности осадконакопления

Изученный район представляет собой магматический узел с довольно сложной эволюцией. В раннем плиоцене преобладает базальтовый вулканизм с характерными субшелочными мегаплагиофировыми 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 косослоистых мелко-, средне- и разнозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов и туфогравелитов с остатками листовой флоры. Еще восточнее, по данным среднемасштабных геологических съемок, встречаются одновозрастные с ними, судя по ископаемой флоре, вулканотерригенные прибрежно-морские фации, представленные вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. В вышележащих частях базальтового разреза встречаются линзы тифроидов, представленные нередко озерными фациями. Следует отметить, что вулканогенно-осадочные образования занимают весьма незначительный объем в сравнении с вулканиями. 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 сложно и длительно развивающийся андезитовый и на завершающих стадиях андезито-дацитовый комплекс, в конечном итоге сформировавший огромный купольный массив. Массив состоит из многочисленных экструзивных тел, как линейных (трещинных), так и изометрических (куполообразных). Эволюция их состава в течение времени идет гомодромно – от лироксеновых базальтоидов до пироксеновых (реже роговообманковых) андезитов и дацитов. Существуют центральное ядро, сложенное последовательно образующимися андезитовыми и андезито-дацитовыми 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 минерологического 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 развивались базальтовые стратовулканы и липаритовые купола.

По наличию мощных пачек мегаплагиофировых базальтов нижнеплиоценовая кахтунская свита района сопоставляется с шалинской свитой. Как в шалинской так и в кахтунской свите вулканогенная часть разреза представлена контрастной базальт-дацитовой (базальт-игнимбритовой) серией вулканитов. В изученном же районе дацитовая составляющая отсутствует и весь разрезложен базальтоидами. Лишь на юге (ближе к стратотипу кахтунской свиты) в самых верхах разреза в небольших объемах появляются дациты. Вышележащему креускому 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

Быстрицкий 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 кактунская свита и верхнеплиоценовый крерукский вулканогенный комплекс. Стратотипические разрезы этих подразделений описаны нами ранее [Челебаева, 1971б; Шанцер, 1968; Гептнер и др., 1972]. Кактунская 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 кактунская свита резко несогласно залегает на среднемиоценовой кававлинской свите [Валов и др., 1978], а в бассейне р. Крерук кактунская свита несогласно перекрывает кислые туфы, обнажающиеся в небольших эрозионных окнах. Условно эти туфы сопоставляются с кававлинской свитой, также преимущественно кислого состава. Повсеместно кактунская свита несогласно перекрывается крерукским вулканогенным комплексом, часто налегающим на разновозрастные ее горизонты.

Низы разреза кактунской свиты наиболее полно представлены в верховьях р. Крерук и по ее правым притокам (рис. 33, 34 см. вкладку, 35). Здесь характерны плотные, реже слабопористые темно-серые афировые базальты и андезито-базальты, залегающие в виде мощных (до 15–20 м) потоков, часто хорошо прослеживающихся по простиранию. 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 простиранию фациальный состав сильно варьирует: разрезы преимущественно эффузивные сменяются пирокластическими и разрезами с преобладанием вулканогенно-осадочных фаций.

Средняя и верхняя части разреза кактунской 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.

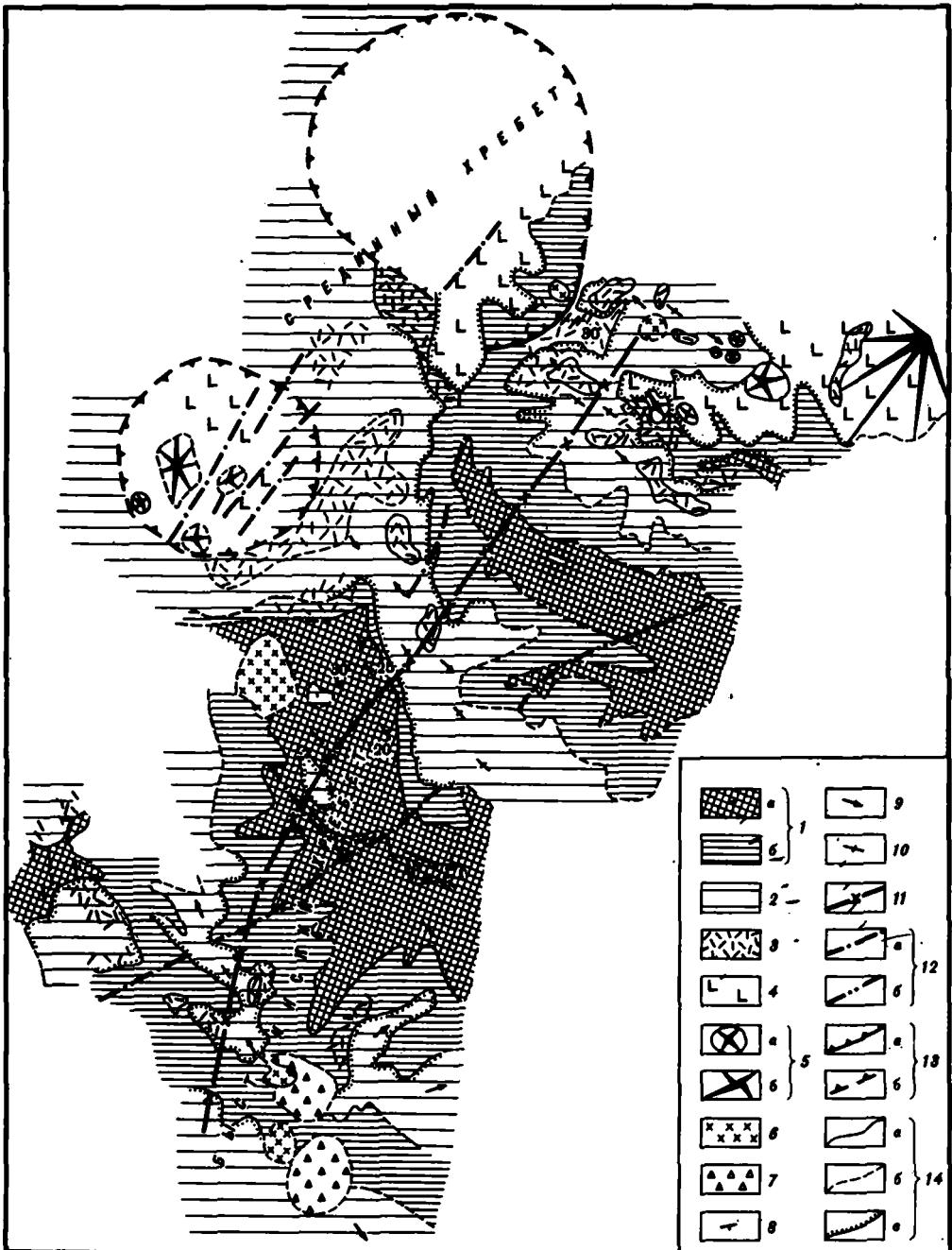


Рис. 33. Схематическая геологическая карта бассейнов рек Крюки, Крерук, Кахтун, Анавгай, Тигиль

1 – формация кахтунской свиты: а) базальт–андезито–базальтовая, б) игнимбрито–дацитовая; 2 – крерукский вулканогенный комплекс; 3 – игнимбриты; 4 – нижне–среднечетвертичные базальты; 5 – а) моногенные вулканы, б) стратовулканы; 6 – экструзии, дацитов; 7 – центры эruptionи верхней базальтовой формации крерукского комплекса; 8 – элементы залегания; 9 – естественные углы наклона пластов; 10 – простирации 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

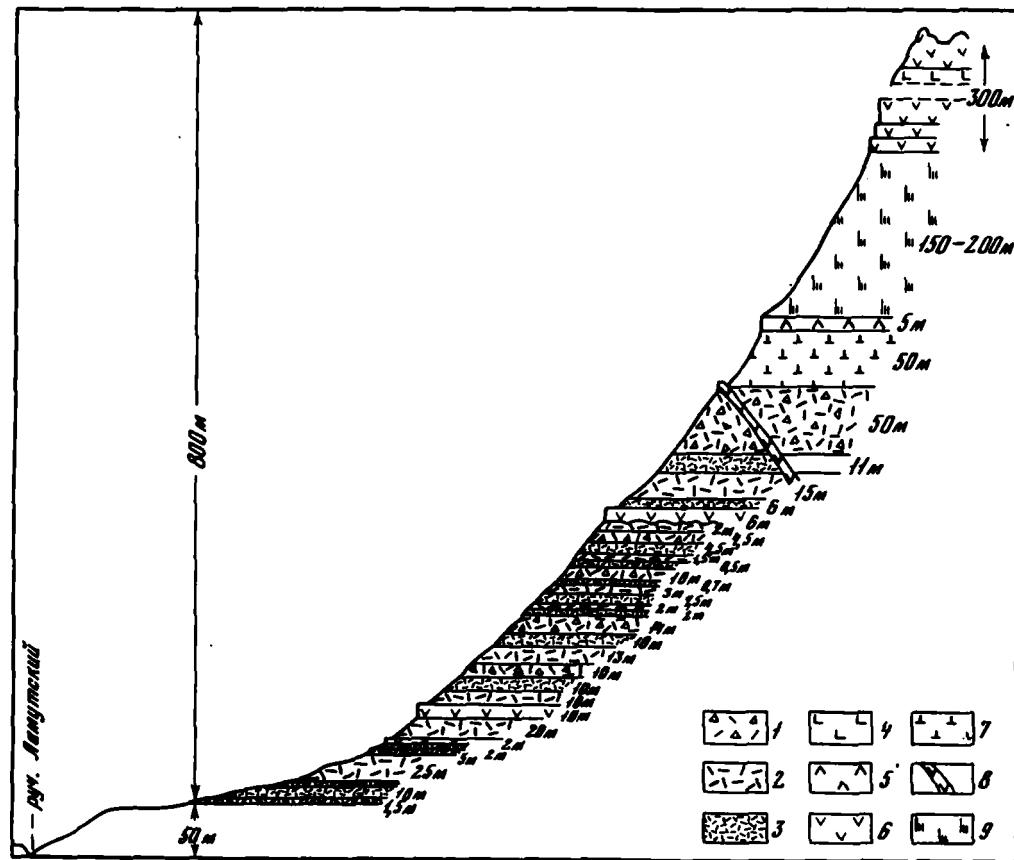


Рис. 35. Характер разреза кахтунской свиты в правом борту долины ручья Ламутского (правый приток р. Керурук). Верхние 300 м разреза — верхняя базальтовая формация керукского комплекса

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

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

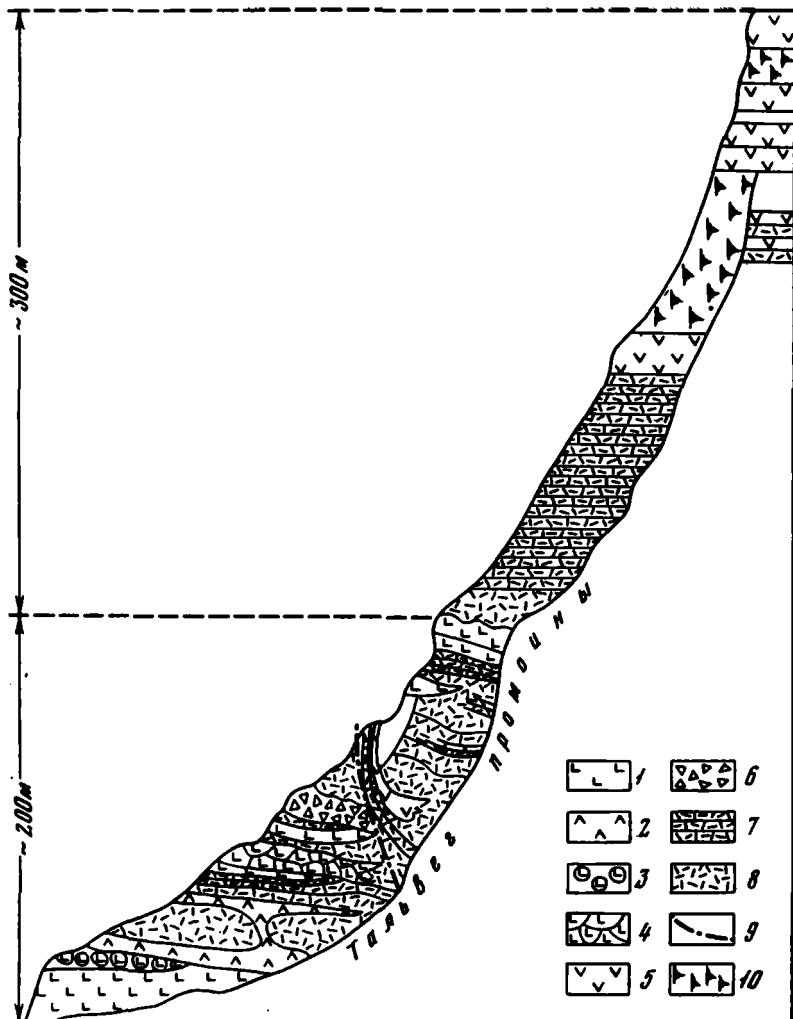


Рис. 36. Разрез левого борта р. Керукх (в верхнем течении). Соотношение верхней части разреза кахтунской свиты (в вулканогенных фациях) с керукхским вулканогенным комплексом (200 м - кахтунская свита, 300 м - керукхский комплекс)

1 – потоки массивных базальтов; 2 – силлы базальтов, андезито-базальтов; 3 – глыбовые потоки базальтов; 4 – глыбовые потоки андезито-базальтов; 5 – базальты и андезито-базальты керукхского комплекса; 6 – брекчии и конгломерато-брекчии (лахары); 7 – слоистые туфы и туффиты (в низах видимого разреза кахтунской свиты преимущественно основного состава, в верхах свиты и в керукхском 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 простирианию. 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.

Керукхский 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 эфузивы. Лишь в средней части разреза комплекса присутствует значительной мощности линза озерных туфитов (на водоразделе рек Крюки и Половинной). Наиболее полные разрезы изучены в бассейнах рек Крерук и Крюки. Для нижних разрезов 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 эфузивов. Вместе с дацитами встречаются пласты игнимбритов 10-, 15-метровой мощности с крупными фьямме обсидиана. Венчает разрез комплекса серия потоков серых и зеленовато-серых отчетливо порфировидных гиперстеновых андезито-базальтов и базальтов с крупными проэрачными 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 анализа [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 вулкано-тектонической 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. Анакгай до среднего течения р. Крюки (см. рис. 33).

Для пород верхнего структурного яруса характерно отсутствие каких бы то ни было пликативных дислокаций, а также разломов со значительной амплитудой смещения. Углы падения пластов в 5–6° (иногда 10–15°) объясняются естественными откосами рельефа вблизи вулканических конусов. Вулканиты 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 тефры ложатся практически горизонтально, перекрывая сплошным плащом все неровности рельефа. Почти повсеместно вулканиты крерукского комплекса разбиты безамплитудными трещинами и сбросами с незначительной амплитудой смещения обычно северо-восточного простираия. Наиболее четко системы таких трещин картируются в верховых 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 простираием. Расположение древних вулканов крерукского комплекса в виде цепочки северо-восточного простираия 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 простираия 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 пликативные и дизъюнктивные структуры северо-западного и меридионального простираий нижнего структурного яруса.

В северной части хр. Быстринского по изгибам пластов крерукского вулканогенного комплекса намечается пологий свод северо-восточного простираия (см. рис. 33). Непосредственно сводовое изгижение 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°, 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 чрезвычайно глубокие эрозионные врезы долин позволяют говорить об одновременном росте свода и развитии долин. Таким образом, долины рек по отношению к своду антецедентны, 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 фаунистического 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 андезито-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 эфузивы и все сопутствующие им фации, как пирокластические, так и осадочные, в одну формацию – базальт-андезито-базальтовую. Одновозрастные вулканогенергетическая и вулканогенно-осадочная формации в континентальных и прибрежно-морских фациях выделяются эпападнее 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 эфузивов. Наиболее характерные породы, образовавшиеся в это время, – афировые, реже порфировидные андезито-базальты и базальты с хорошо раскристаллизованной основной массой (интерсерпельевые, долеритовые структуры). Базальты переслаиваются с литокластическими разностями агломератовых и псевофитовых туфов, состоящих из обломков плагиобазальтов и плагиоандезито-базальтов. В разрезах по правобережью р. Крекура 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 мегаплагиофитовых субшелочных 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 профиля.

По такому же принципу верхнюю формацию Каахтунской свиты можно называть игнимбрито-дацитовой. 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 – либо и кристалло-литокластические туфы, от агломератовых до пелитовых, состоят из обломков роговообманковых и пироксен-рогообманковых 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 эфузивами. Среди лав обычно преобладают лейкоратовые афировые и олигофитовые светло-серые, реже белесые дациты и андезито-дациты с мелкими вкраепленниками роговых обманок. Мощность таких потоков 5–6 м, максимально по простианию они прослеживаются на 150–200 м. Экструзивные купола сложены белесыми и розовато-белыми липарито-дацитами с редкими вкраепленниками 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 косослоистых и горизонтально-слоистых туфопесчаников) говорит о сложном режиме вулканической седиментации – о чередовании периодов мощных вулканических эксплозий с периодами интенсивного размыва и переотложения тефры.

В крекуровском 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 простианию. В отличие от Каахтунской свиты в крекуровском комплексе по ряду признаков можно реконструировать отдельные вулканы и достаточно длительно развивающиеся вулкано-тектонические структуры. Так, образование дацито-игнимбитовой формации связывается с развитием двух вулкано-тектонических кольцевых депрессий в верховых рек Малый и Большой

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-дакитовой 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 полной уверенностью 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 – дакитами и игнимбритами. Вблизи депрессии характерны лавовые разрезы с доминированием серых плотных, часто полосчатых дакитов со следами течения и стекловатой основной массой. Лавы чаще всего афиевые, реже олигофировые, с мелкими вкраплениками плагиоклаза, ориентированными вдоль флюидальности. Отдельные стекловатые флюидальные разности дакитов по текстурным особенностям напоминают игнимбриты, так как в них просматриваются мельчайшие фляммы серого стекла. Многие потоки дакитов насыщены угловатыми, часто оплавленными обломками серых хорошо раскрытиализованных пород типа диорит-порфиритов. Потоки лав переслаиваются с редкими пачками агломератовых туфов, обломки которых представлены андезитами, дакитами и пемзами. По простирации 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. Половиной, 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 пласти и линзы дацитовых игнимбритов с крупными фляммами обсидиана и потоки стекловатых полосчатых, часто флюидальных 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 флюидальных, с отчетливо видимыми следами течений. Дацитовые лавы залегают всегда совместно с игнимбрита-

ми. Игнимбриты – красновато-бурого и черного цвета, с тонкими ориентированными флюмме обсидиана и сплющенными 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 роговообманковых липарито-дацитов. Описанная пачка кислых туфов, лав и игнимбритов, соответствующая средней игнимрито-дакитовой формации, перекрывается преимущественно базальтовым разрезом. В низах разреза залегают потоки оливинсодержащих базальтов, а верхняя его часть сложена крупнопорфиритами гилестеновыми базальтами, которые в виде мощных покровов прослеживаются на левом борту долины в верховых 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 флюмме 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 плагиоандезито-базальтами, переслаивающимися с агломератовыми туфами. Выше игнимбритов разрез надстраивается переслаиванием псефитовых и агломератовых туфов с плагиоклазовыми дацитами, встречаются крупные линзы туфопесчаников и туфоалевролитов. Игнимрито-дакитовая формация перекрывается, а отчасти замещается по простиранию пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами с максимальной мощностью разреза до 400 м. Таким образом, состав лав верхней эфузивной формации на правом и левом водоразделах р. Крюки варьирует от базальтов до андезито-базальтов.

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. Образования этих вулканов соответствуют 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 игнимрито-дакитовой формации крерукского комплекса, в начале следующего периода развития структуры образовался ряд кислых вулканов, извержения которых носили эфузивный характер при незначительных игнимритообразующих эксплозиях. Третий этап развития структуры связан с параксимальными эксплозиями игнимбритов и формированием кольцевой депрессии. Эсплозии, видимо, происходили в виде направленных взрывов, так как основная масса игнимбитовых 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 вулкано-тектонических структур наступает длительный перерыв в развитии вулканизма. Вулканизм здесь возобновляется лишь в позднем плейстоцене и голоцене, в какой-то степени наследуя древние центры эruption. Так, в обеих кольцевых депрессиях в это время сформировались многочисленные моногенные вулканы, лавовые потоки которых практически полностью закрыли дно депрессий. Таким образом, развитие подобных вулкано-тектонических структур слагается из следующих этапов: а) образование щитовых базальто-

вых вулканов и ареальных зон; б) период существенно эфузивного кислого вулканизма; в) параксизмальные 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 Анаугайско-Кававлинская (Анаугайская, по В.С. Шеймовичу [Шеймович, 1974]) в районе Быстринского хребта (рис. 37).

Структура в плане эллипсовидной формы ограничена дугообразными разломами, имеющими вид ломаных линий (обычно типа сбросов), которые на отдельных участках обрамления структуры совпадают с региональными разрывными нарушениями: по р. Анаугай – с системой расколов Быстринско-Анаугайского грабена, по рекам Каутун и Седлун – 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 Кавакли и Шехмана, создается впечатление погружения южной части структуры в пределы Центральной Камчатской депрессии. Анаугайско-Кававлинская тектоно-магматическая структура характер-

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

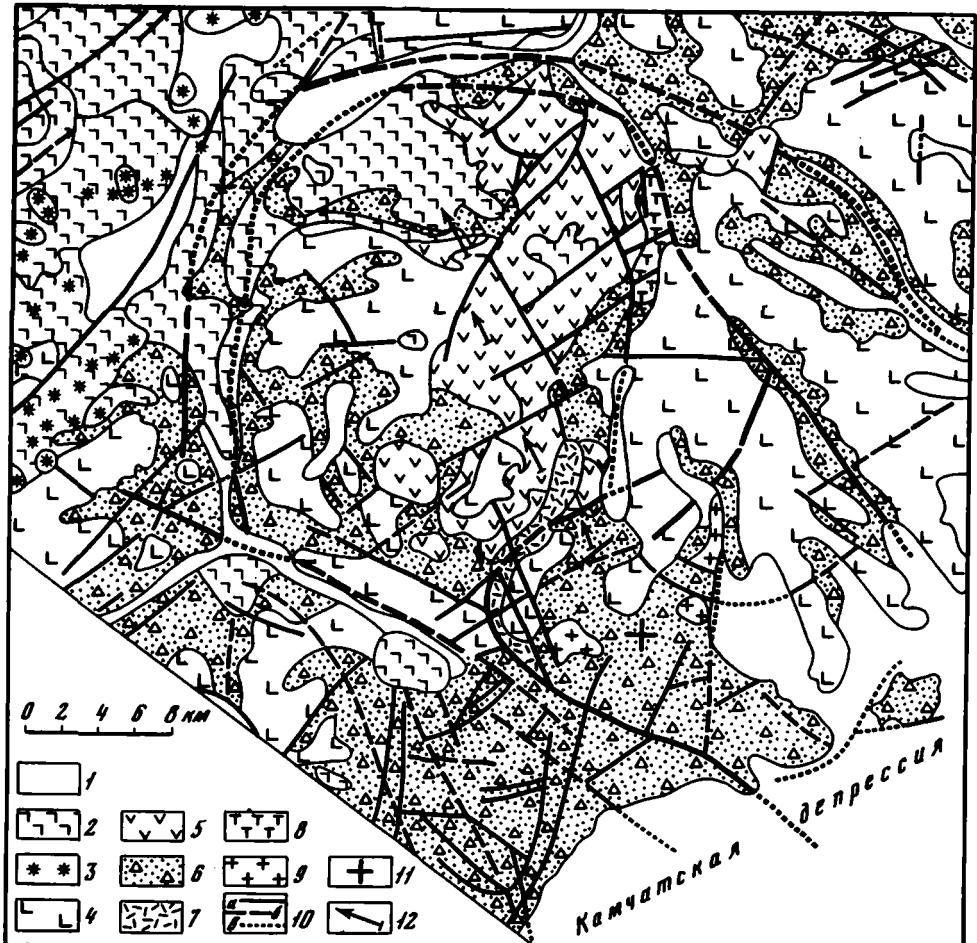


Рис. 37. Геологическая схема Анавгайско-Кававлинской купольно-кольцевой структуры (составил А.Е. Шанцер по собственным полевым наблюдениям, дешифрированию аэрофотоснимков и с использованием материалов геологических съемок среднего масштаба С.Е. Апрелкова, В.М. Гундобина, Б.В. Сляднева, В.С. Шеймовича)

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, туфалевролиты; 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 кававлинской свиты колеблется от 50 до 240 м. По палеоботаническим данным возраст ее определяется как среднемиоценовый [Челебаева, 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 кававлинской свиты слабо дислоцированы. Кававлинская свита, так же как и интрузии гранодиоритов, резко несогласно перекрывается каахтунской свитой, датированной по макрофоре и палинологическим данным ранним плиоценом. Таким образом, фиксируется существенный перерыв в континентальном осадконакоплении и вулканизме, падающий на поздний миоцен или большую его часть. Каахтунская 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 каахтунской свиты замещаются вулканогенными континентальными и прибрежно-морскими. В каахтунской свите пликативные дислокации практически отсутствуют и проявляются лишь в зонах крупных разрывных нарушений. Южнее Анавгайско-Кававлинской кольцевой структуры в Центральной Камчатской депрессии на фоне отрицательных аномалий силы тяжести, присущих этой структуре, фиксируется изометрическая положительная аномалия [Зубин и др., 1977], к интерпретации которой мы вернемся нескользко позже. Как каахтунскую свиту, так и все вышеизложенные вулканогенные образования можно объединить в верхний структурный этаж. В центре кольцевой структуры, занимая значительную часть ее площади, вскрываются глубоко эродированные диорит-порфиритовые, андезитовые и дацитовые экструзии и субвулканические интрузии (видимо, корни экструзионных куполов). Поля развития экструзионных 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 каахтунской свиты, частично же такие экструзии внедрялись в более позднее время, но в плиоцене [Шеймович, Валов, 1972]. С запада и востока поля развития каахтунской свиты и экструзионный 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 вулканиты, распространенные в северо-западном секторе структуры.

Анализ геологических и отчасти геофизических данных позволяет с некоторой долей условности восстановить историю формирования Анавгайско-Кававлинской 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 кававлинской свиты могут говорить о существовании здесь в среднем миоцене крупного озера внутри вулкано-тектонической депрессии или кальдеры. Судя по составу озерных туфов, в среднем миоцене преобладал кислый вулканализм. Однако из-за незначительных поплощади выходов среднемиоценовых отложений нельзя в должной мере оценить тип вулканализма в это время, тем более что в более южных районах примерно в одновозрастных образованиях развиты и базальтовые вулканиты. 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 вулканитах, 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 позднемио-

ценовой складчатости, слабо затронувшей районы Центральной Камчатки, видимо, произошло внедрение гранодиоритовых интрузий. Впрочем, вполне вероятно, что они комагматы кислых кавальинских 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 Быстриńskiego 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-Быстриńskих 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 вулкано-тектонических 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. Вулкано-тектонические структуры линейного типа в поднятом блоке повсеместно сменяются изометрическими 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, 12б). 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 молasses распространены за пределами района по восточному подножию Козыревского хребта. Стратиграфические предпосылки сводятся здесь, к сожалению, лишь к условиям сопоставлениям базальтовых и игнимбритовых формаций с аналогичными формациями раннего плиоцена в более северных районах. Имеется, правда, одна датировка реогигнimbrita из верхней части разреза игнимбритовой формации в 2,5 млн. лет (определение С.Б. Смелова, 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 Быстриńskом и Козыревском хребтах показывает, что с севера на юг

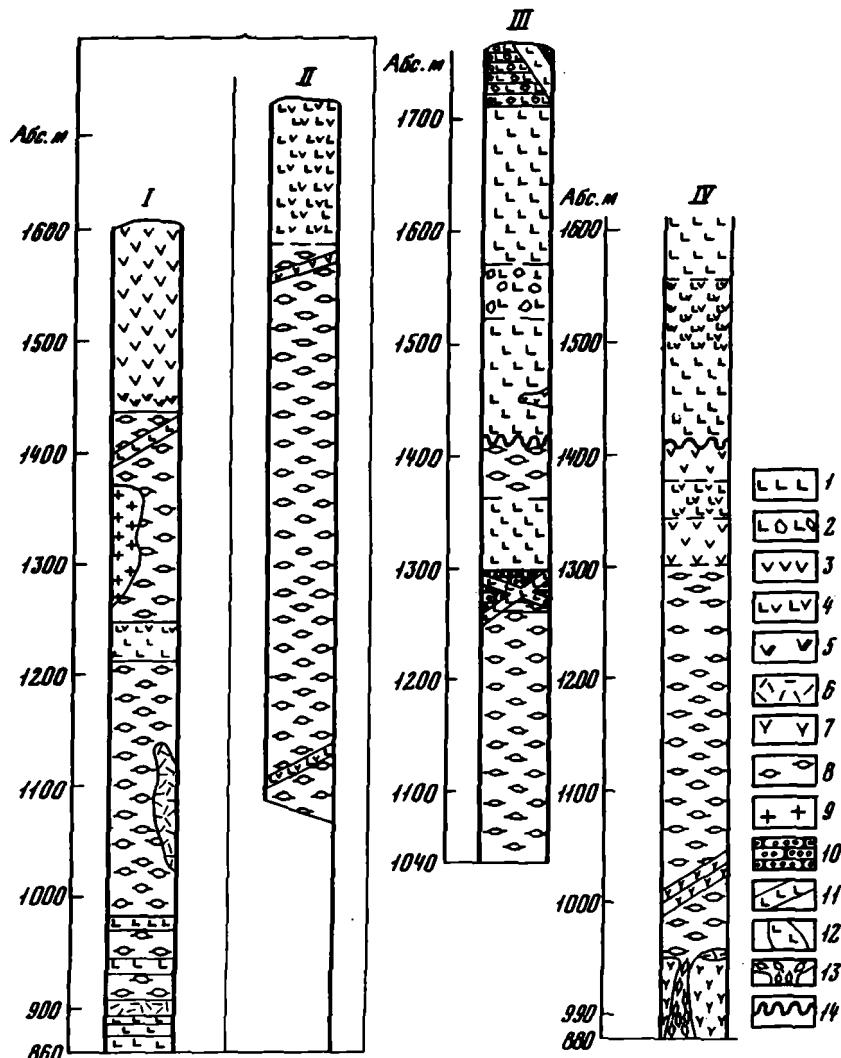


Рис. 38. Разрезы плиоценовых вулканогенных формаций и перекрывающих их четвертичных базальтов в верховьях р. Козыревки

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 – андезито-базальты; 5 – андезито-дациты; 6 – липариты; 7 – дациты; 8 – игнимбриты; 9 – диорит-порфиры; 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 игнимбритами 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" игнимбритов и поэ-

тому названы нами. Игнимбритоидами. Верхняя часть покровов слагается уже "нормальными" фьямме-игнимбритами, 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 вре-зами 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 вулкано-тектонических депрессий, либо многоканальных (трещинных). Кислый игнимбритовый вулканизм последнего типа описан Ю.П. Масуренковым в Эльбруссской 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 обтекающих 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 брекчевые дайки в Закарпатье [Мерлич, 1958], туфовые дайки на Северо-Востоке СССР, в бассейне р. Сеймкан [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 игнимбритах 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 верховых 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 желто-вато-серыми породами. Образуют покров почти горизонтального залегания, состоящий из ряда "остывших единиц" (пластов). Стратификация в покрове устанавливается по наличию внутри его потоков базальтов, андезито-базальтов, 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. Пластиы игнимбитов 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 мелкоблоковая, средне- и мелкоплитчатая, реже оскольчатая; мелкоплитчатая отдельность связана с субпараллельными флюидальными либо псевдофлюидальными текстурами; 2) наличием во фьямме-игнимбратах зон неправильной формы (волнистые линзы, изометричные участки) размером 2x5, 3x5, 6x12 м, состоящих из черного стекла; внутри таких стекловатых участков нередко содержатся сфероидальные и эллипсоидальные тела, сложенные фьямме-игнимбром; 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 сфероидальных телах с ядрами ксенолитов наблюдается концентрическое расположение фьямме (табл. XV).

Мезотекстура определяется наличием фьямме. Четко выраженная текстура с фьямме наблюдается в подавляющей части разреза игнимбитовой 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 игнимбрты содержат ксенолиты размером до 0,5–0,6 м в диаметре (единичные глыбы 1,5–2 м), представленные как эфузивными, так и интрузивными породами. В целом преобладают обломки размером не выше 2–3 см. В основании разреза игнимбитовой 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 игнимбитов. 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 игнимбратах 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 игнимбрты отвечают дацитам, в верхней части покрова отдельные разновидности – липарито-дацитам. По минералогическому составу резко преобладают плагиоклаз-амфиболовые разности. Состав обломков весьма разнороден. Их можно разделить на две группы – ксеногенные и комагматичные (?) игнимбритам. Ксеногенные обломки представлены лейкократовыми гранитами, роговообманковым габбро, диорит-порфиритами, 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 растищены основной массой игнимбрита. Ограничения обломков нечеткие, носящие характер постепенного перехода от экструзивного дацита к собственно игнимбриту.

Нижняя, наиболее грубообломочная, часть игнимбитового сложного покрова перекрывает серию дацитовых и липаритовых куполов, вскрытых в урезе упомянутого выше безымянного правого притока р. Козыревки. В самых глубоких эрозионных врезах 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. Козыревки протяженностью 1,5 км, где хорошо видно соотношение

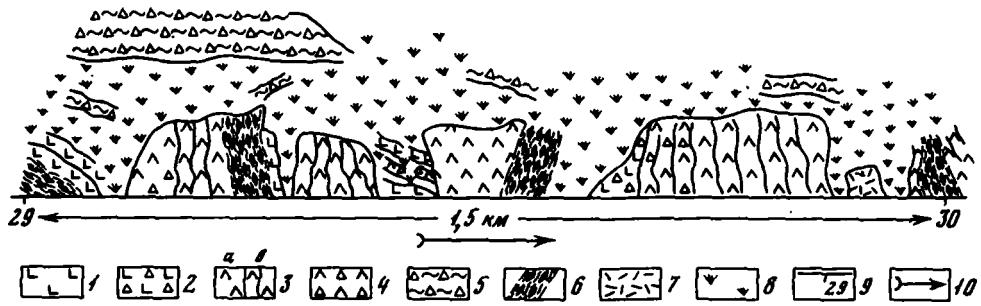


Рис. 39. Фрагмент разреза вулканитов, подстилающих игнимбритовый покров в долине верхнего течения правого притока р. Козыревки, берущего начало со склонов горы Козыревки

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

ние дакитовых 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 ($70\text{--}80^\circ$). 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 краевых 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 дайт 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 дакитового 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 флямме, блоково-столбчатой отдельностью. Далее среди задернованных склонов зафиксирован лишь единичный выход тонкополосчатых липаритов. Следующее обнажение (точка наблюдения 30 на рис. 39; рис. 40) вскрывает дакитовый 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 андезито-базальтового ряда, реже обломки дакитовых пород и кислых интрузивов. Для дацитов характерны такие макротекстурные особенности, как наличие вееро-

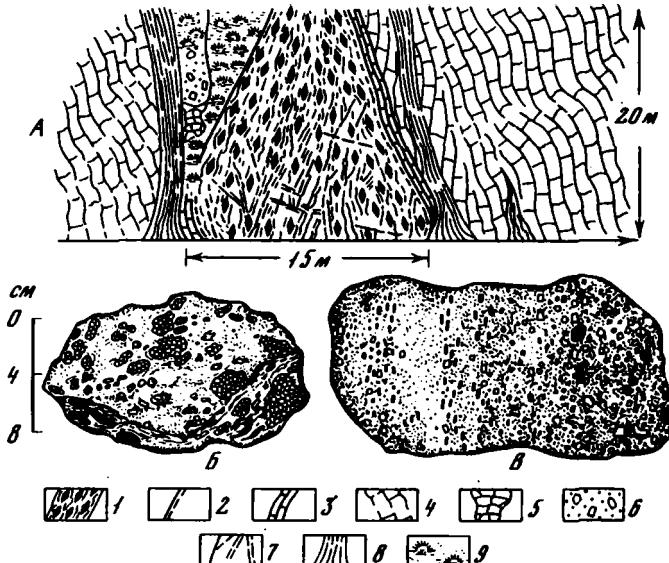


Рис. 40. Игнимбриты трубы взрыва в долине правого притока р. Козыревки
 А – общий вид обнажения с трубкой взрыва. 1 – игнимбрит трубы; 2 – зона эндоконтакта; 3 – зона экзоконтакта; 4 – дациты купола; 5 – дацитовые брекчии; 6 – дацитовый агломератовый туф; 7 – трещины в игнимбритах; 8 – гидротермально измененные дациты; 9 – задернованные участки
 Б – игнимбрит из центральной части трубы, В – 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 фьамме. Длинные оси включений ориентированы субпараллельно поверхности ограничения трубообразного тела.

2. Фьамме несколько нетипичные, так как в большинстве случаев уплощены слабо и имеют эллипсоидальную форму. Размеры их колеблются от долей сантиметра до 7–10 см по длиной оси при 4–5 см по короткой. Представлены они светло-бурым хрупким стеклом с многочисленными мельчайшими вкрапленниками 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 попечнике). 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-

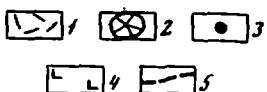
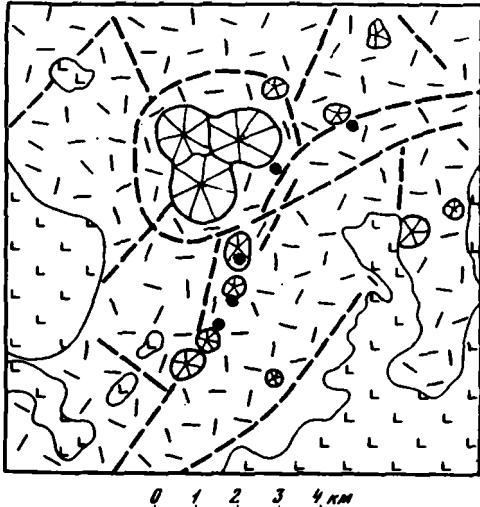


Рис. 41. Схема строения купольно-кольцевой структуры в верховьях р. Козыревки

1 – поля распространения базальт-дацитовой неогеновой серии с мощными покровами игнимбритов; 2 – дацитовые и липаритовые куполы; 3 – игнимбритовые трубы 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 обогашен роговой обманкой. Вне зоны экзоконтакта в краевой части дацинового 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 подводящих 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 трубы приурочены к системе тектонических трещин северо-восточного простирания. Фрагменты игнимбритовых трубок взрыва отмечены еще в нескольких местах по простирианию 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 дациновых 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 аэродешифрирования 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 почки видимого разреза начался этап преимущественно кислого вулканизма, который проявлялся синхронно развитию купольно-кольцевой структуры. Большое количество ксенолитов гранитоидов как в игнимбритах, так и в дакитах 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 дакитового 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 потоков. 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, дакитами. Вполне вероятно, что в дальнейшем по этим трубкам взрыва происходило более спокойное истечение ювелирного 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 одновозрастных 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 вулкано-тектоническим 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 додчилоценовое время представляет собой долго и сложно развивающийся антиклиниорий, где на определенных этапах формируются как тектонические, так и тектоно-аккумулятивные вулканические структуры и вулканические возышенности. 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 антиклиниория, 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.

Вулканализм 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 вулканализма, 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 передовую 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 плойчатости, 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 подвига 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 отдаём 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 [Шандер, 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 позднемиоценовой 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

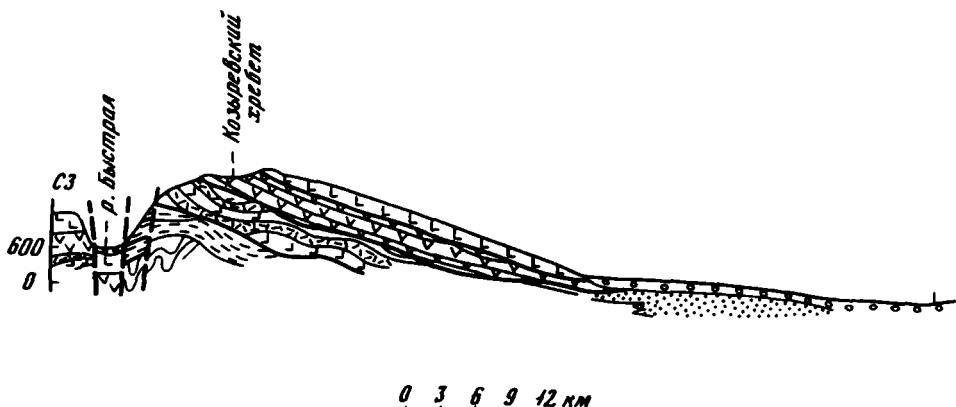


Рис. 42. Схематический геологический разрез через грабен р. Быстрой, Козыревский хребет (односторонний горст), Центральную Камчатскую депрессию, Аскачиный увал и хр. Тумрок (односторонний горст)

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

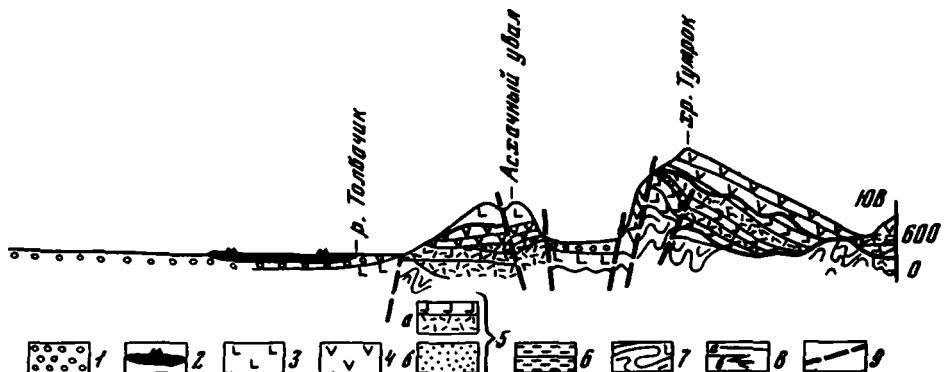
местные опускания, а на участках полуостровов (Шилунский, Кроноцкий, Камчатский) – поднятия [Мелекесцев, 1974]. Вполне вероятно, что опускание Кроноцкого залива послужило предпосылкой к образованию на Восточной Камчатке зон растяжения и формирования четвертичного Восточно-Камчатского вулканического прогиба. Дифференцированные движения восточного побережья Камчатки могут также косвенно указывать на блоковое строение плоскости смещителя (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 вулканализм. Неравномерный тектонический режим формирующихся поднятий и впадин и интенсивный базальтовый вулканализм 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-



ший плиоцен); 5 – шапинская и кахтунская свиты (нижний плиоцен): а) вулканогенные фации (базальты, игнимбриты), б) прибрежно-морские и континентальные вулканотерригенные фации; 6 – среднемиоценовые образования (кавалинская 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 простианию, 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; Утнасин и др., 1975].

В раннем плиоцене вслед за орогенией произошла наиболее крупная в кайнозое 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 массивными излияниями субшелочных мегаплагиофировых 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 простираций 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 по Левой Жупановой и на восточных склонах Валагинского хребта, видимо протягивающийся под молодыми лавами к Шилунскому полуострову. Пожалуй, наиболее характерный пример – это грабенообразный прогиб хр. Тумрок северо-западного простирания. Первые две структуры находятся в Шилунско-Кирганикской по-перечной 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 мегаплагиофировых базальтов, протягивающиеся на десятки километров в левом борту долины р. Левой Жупановой. По-видимому, этот завершающий этап ареальных извержений субшелочных базальтов связан с расколами как северо-западного, так и северо-восточного простирания. Заканчивается вулканический цикл на Восточной Камчатке всегда извержениями игнимбритов, реже излияниями дацитовых лав на сформировавшихся в ходе предыдущих базальтовых извержений аккумулятивных поднятий. В тектонически относительно поднятых блоках они всегда связаны с развитием кольцевых вулкано-тектонических структур, а в относительно прогнутых участках (центральные блоки Восточной вулканической зоны) – с линейными вулкано-тектоническими структурами, видимо, типа узких вулканических грабенов. В последнем случае можно предполагать многочисленный или смешанный тип вулканизма. Одновременно с игнимбритами в отдельных структурах (хребты Тумрок, Валагинский) развиваются основные вулканы, дающие оливинсодержащие базальты, более основные, чем мегаплагиофировые разности, но уже нормального для Камчатки известково-шелочного ряда.

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

Мегаплагиофировые базальты встречаются также (обычно в неясных залеганиях) в бассейне рек Крерук и Кававли, т.е. в центральной части относительно поднятого блока Быстринского и Козыревского хребтов, тоже находящегося в Кроноцко-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, представляет собой область мощной аккумуляции вулканитов в плиоцене. Разрезы вулканогенной кахтунской свиты по мощности варьируют от 500 до 1000 м практически в любом районе восточного склона Срединного хребта, по крайней мере от бассейна р. Кимитиной на юге до р. Хайлюли на севере. Тем самым объемы выброшенного вулканического материала здесь несравненно больше, 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 зависимости 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 серии доминирует над дацитовой, наблюдается увеличение объемов кислых вулканитов 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 уменьшаются, до полного исчезновения в районе гор Алней и Чашаконджа.

В следующем на юг относительно приподнятом блоке Быстринского и Козыревского хребтов с севера на юг (от горы Чашаконджа до верховьев р. Козыревки) прослеживается закономерное нарастание кислой составляющей, с максимальным ее развитием (и даже доминированием над базальтами) в наиболее поднятой части Козыревского хребта. В самой же опущенной части центрального блока (границы Алней-Чашаконджа) кислая составляющая контрастной серии полностью отсутствует и развита лишь базальтовая формация. В то же время в северной поднятой части центрального блока (р. Хайлюля) фиксируется максимальное количество кислых вулканитов (сплошные, игнимбритовые разрезы достигают 600 м мощности). Такие же закономерности мы наблюдаем и в относительно поднятом блоке Козыревского и Быстринского хребтов. Следовательно, в тектонически наиболее поднятой части – максимальные объемы 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-аккумулятивные поднятия. Самый южный участок Срединного хребта представляет собственно тектонический горст, где обнажаются древние кристаллические породы, и вулканизм в плиоцене практически не проявился. Исключение составляет единичный верхнеплейстоценовый вулкан Хангар преимущественно кислого состава.

Два плиоценовых вулканических цикла (нижний и верхний) разделены тектоническим эпизодом, на который повсеместно падает перерыв в развитии вулканизма. Тектонические движения в плиоцене по-разному проявились на Восточной 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), дислокированы 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 дислокированности пород щапинской свиты резко падает, до пологих ($8-10^{\circ}$) моноклиналей, и вновь возрастают на полуостровах (Шилунский, 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 разрывают щапинскую 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 щапинской свитой и тумрокским комплексом, то в Срединном хребте это несогласие часто скрываются 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 флексурообразных изгибах пластов и в более круtyх моноклинальных 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, Хайллюя 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, субдновременно со сдвигами и сбросо-сдвигами северо-западного простирания или немного позже в зоне Срединного хребта унаследовано 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 магмо-подводящими для верхнеплиоценовых вулканов.

С разломами такого 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 Матюяма. 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 съемки 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 возышенности. Севернее, вдоль западных отрогов Восточного хребта, расположен ряд разрушенных экструзий и небольших базальтовых и андезито-базальтовых 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 Матуяма.

В разрезах Никольского вулкана широко развиты субшелочные мегаплагиофировые 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 мегаплагиофировыми, 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, продолжаются 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 простирации. 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 простирации, 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 простирации. 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-дацитовой (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-

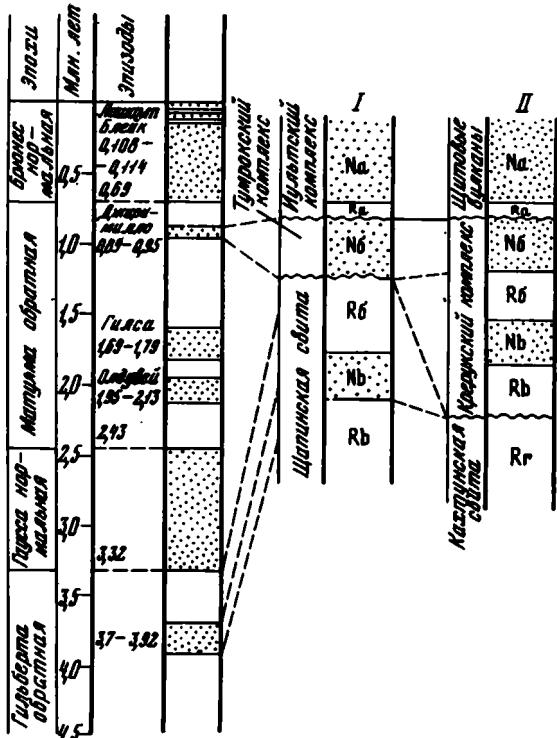


Рис. 43. Один из вариантов корреляционной схемы зон различной магнитной полярности для плиоценена и раннечетвертичного времени Восточной и Центральной Камчатки

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 андезито-вый массив (горы Алней-Чашаконджа), состоящий из последовательно перекрывающих друг друга купольных и линейных экструзий 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 экструзий Западной Камчатки [Гузинев, 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 Шилпунско-Кирганийской 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 Кизимен на границе блоков хребтов Тумрок и Валагинского. В квартере вплоть до настоящего времени продолжается вулканизм в Шилпунско-Кирганийской поперечной

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

В четвертичное время продолжается 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 взды маний в позднем гейстоцене [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 Маймли, Озерной и в западной части п-ова Озерного (Начикинский вулкан, видимо, нижне-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 на-коплением в основном базальтовых формаций, которые локализуются 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 Каухана, Воямполка и Палана (Озерновско-Хайлюлинская зона), вулканы Кетепана и Большой (Кроноцко-Тигильская зона), вулкан Ичинский (Ши-пукско-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 простириания. 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.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ В НАЗЕМНОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Анализ геологической истории кайнозоя, проведенный нами при составлении корреляционной стратиграфической схемы морских и континентальных отложений [Шанцер, 1974], показал, что в период от эоцена по квартер 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 проистекает 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 миоценена 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 корфовской 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 щапинской свитой). Естественно, чем меньше интервал геологического времени, тем меньше будут выражены как миграция вулканизма, так и тектонических деформаций. Все же даже в квартере 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 ограничивают 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 Срединным хребтом), напротив,

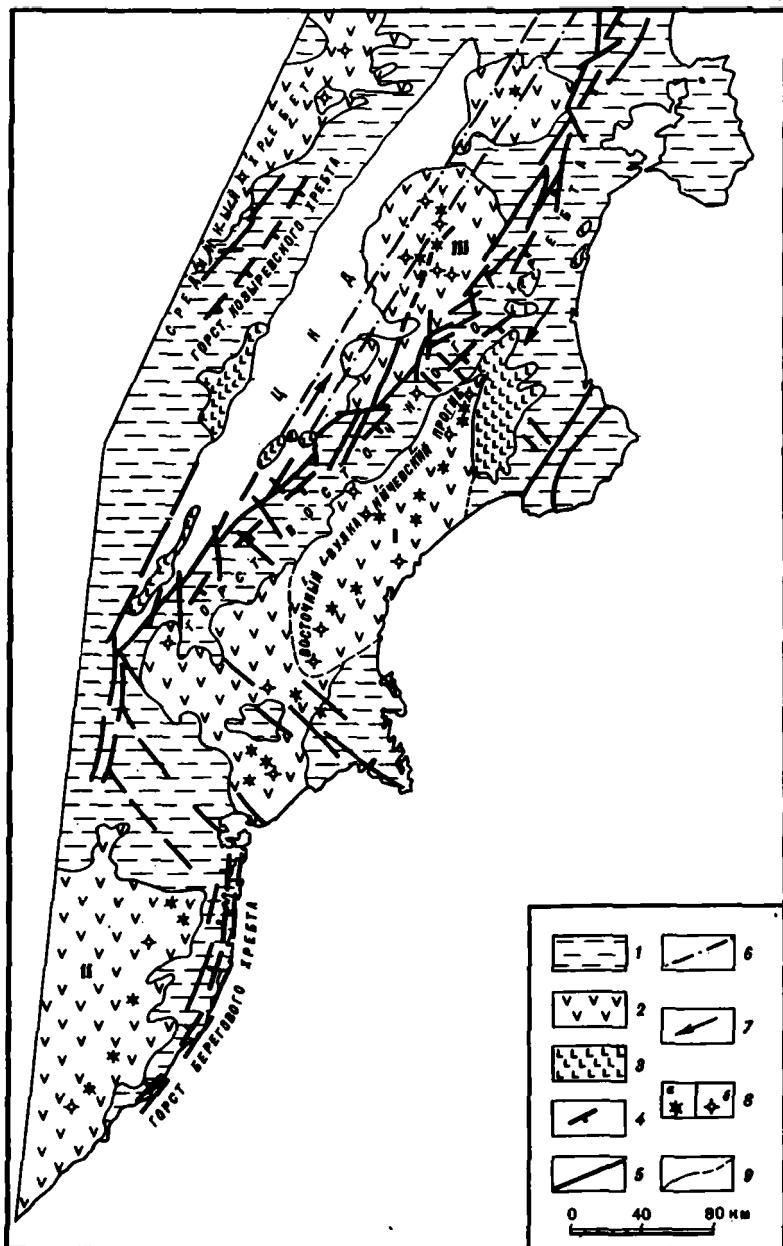


Рис. 44. Схема соотношения основных новейших структур и полей развития четвертичного вулканизма

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 Грубодиличной угленосной толщи [Челебаева и др., 1966]. Одновременно развивающийся на поднятиях вулканализм 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 размывающимися 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,рабатываются равновесные речные долины, что не способствует накоплению обломочного материала в континентальных условиях.

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

На Восточной Камчатке это происходит вслед за позднемиоценовой складчатостью и колебательными (блоковыми) движениями, приведшими к кратковременной трансгрессии моря. После регрессии моря в образовавшихся на месте глубоких морских заливов и фьордов межгорных впадинах начинается мощная вулканотерригенная и вулканогенно-осадочная аккумуляция, также сопровождающаяся вулканализмом (базальтовые формации, вулканотерригенные и вулканогенные молассы щапинской 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 линзообразных 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 щапинской 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. Представляются весьма перспективными поиски древних (плиоценовых) россыпей полезных ископаемых.

Вулканогенно-осадочная аккумуляция, соответствующая по времени завершающей игнimbрито-дакитовой части вулканического мегацикла, проявляется более локально. Это связано в основном с перестройкой рельефа. С одной стороны, к началу дакитовых 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. Игнimbритообразующие извержения, надстраивающие разрезы таких плато, также бронируют рельеф за счет формирования платоигнimbритов, которые предохраняют от размыва рыхлую пирокластику, обычно в больших количествах образующуюся перед игнimbитовыми пароксизмами.

В период массовых извержений игнimbритов возникают различные отрицательные вулкано-тектонические структуры и соответственно – отрицательные формы рельефа. Это – крупные кальдеры, кольцевые депрессии, вулкано-тектонические 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 Пальцевского, 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 Пальцевского вулкана, андезитовый массив Альея-Чашаконджи, верхнеплиоценовые вулканы тумрокского комплекса, платоигнimbриты и базальты восточного склона Срединного хребта в бассейнах рек Еловки, Озерной и пр.

Наиболее характерная черта развития наземного вулканизма в подвижном пояссе – повторяющиеся во времени (от эоцена к квартеру) контрастные базальто-дакитовые серии. Так как изученность разрезов контрастных вулканических серий каждого крупного этапа развития наземного вулканизма в кайнозое весьма различна, то преждевременно говорить о какой-либо эволюционной направленности в развитии вулканических формаций. По-настоящему геологически изучен лишь плиоценовый этап. С бэоценом, олигоценом и миоценовым этапах развития вулканизма мы пока не располагаем систематически подобранным материалом. На современном этапе исследований можно лишь наметить увеличение во времени от этапа к этапу игнimbритовой составляющей (по срачению с лавовой) в кислой части крупных законченных контрастных циклов вулканизма. Такой процесс, видимо, сопровождается "всплыvанием" 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-порфиритов, комагматических игнимбритам и включаемых (по общности генезиса) в вулкано-плутонические формации. Даже там, где эрозией не вскрыты корневые части кислых вулканов, находки в игнимбритах многочисленных ксенолитов Гранитоидов (часто оплавленных), а также формирование купольно-кольцевых структур позволяют предполагать незначительные глубины залегания очагов кислой магмы, которая при застыании образует малоглубинные Гранитоидные интрузии.

Закономерная смена базальтов дацитами в вулканических циклах подтверждает довольно широко распространенное мнение [Смит, 1968; Волынец, 1973; Масуренков, Горицкий, 1978] о возможности образования коровых кислых магм путем плавления разных горизонтов земной коры мощным потоком базальтового вещества. В случае проявления субщелочного 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 эфузивных, пирокластических и вулканогенно-осадочных формаций) в первую очередь зависит от положения 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 квартеру 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 квартере ареалы распространения вулканитов в законченных и редуцированных циклах прогрессивно сокращаются. Например, в средне-позднеплейстоценовое время в районе кальдеры Узон можно зафиксировать законченный базальт-игнимбритовый цикл в районе сравнительно небольшой вулканоструктуры с незначительными объемами (в сравнении с плиоценовыми) как базальтов, так и игнимбритов. Уменьшение времени развития законченных циклов 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 fazу развития плиоцен-четвертичного вулканического этапа и предполагать в дальнейшем геологическом будущем следующую fazу 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 дакитовых 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 вулкано-тектонических структур в период активного вулканизма и вслед за ним. Очень показателен в этом отношении нижнеплиоценовый мегацикл, в течение которого формируется базальт-дакитовая контрастная серия. При общей последовательности накопления сначала базальтовых, а затем дакитовых 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 вулкано-тектоническая 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 кислой 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 и гнимбрито-дакитов 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 вулкано-тектонической 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 продолжаются базальтовые извержения. Снизу вверх по разрезу уменьшается объем изливающихся эфузивов, а состав их меняется от субщелочных к щелочно-земельным с некоторым повышением основности. Параллельно базальтовому вулканизму второй половины цикла происходят неоднократные пароксизмальные извержения типичных фьям-меингнимбритов, 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 кислой магмы. Мagma достаточно быстро достигала поверхности, не встречая перед собой экранирующих преград, и извергалась в виде полупластичного газонасыщенного вещества. Здесь в игнимбратах изредка встречаются оплавленные ксенолиты 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 врезах многочисленные дайки, как секущие, так и пластовые (многоярусные силлы), гранодиорит-порфиров и отмечаемые местами постепенные переходы в дацито-видные породы позволяют предполагать вероятность многоканальных игнимбитовых 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 Уэон.

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 Уэон, 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 эксплозий дацитов и липаритов. Центральное липаритовое ядро массива относительно более молодое, чем его внешнее дацитовое обрамление. По периферии

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

Четвертичная вулкано-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 вулкано-тектонические структуры типа грабенов. По-видимому, возникновение здесь крупных вулкано-тектонических Грабенов связано с несравненно 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 игнимбритообразованию предшествуют мощные излияния известково-щелочных базальтов. Базальтовый вулканизм в меньших объемах сопутствует кислоту. В северной части опущенного блока удалось наблюдать еще один тип игнимбритового вулканизма, а именно игнимбритовые пирокластические мантии крупных экструзий андезито-дацитов и дацитов, расположенных по периферии вулкано-тектонического Грабена. В одном из блоков второго порядка центрального блока Срединного хребта (бассейн рек Шишей, Кунахилок) описан непрерывный латеральный ряд от базальтовой формации через игнимбритовую (пирокластическую) к вулканогенной молассе. 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 игнимбритов.

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

1. Выдавливание экструзивных 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 "игнимбритоидов".

3. Поступление на поверхность материала из сохранившей пластичность центральной части магматического очага – образование фьямме-игнимбритов. 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) нижне-плиоценовый 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 граничащем с юга поднятом блоке 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 формуацию.

Анализ материалов по андезитовому вулканализму 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 среднеплейстоцен-голоценовый вулкан (северо-восточный край Шипунско-Кирганикской зоны), голоценовый вулкан Кизимен (на сочленении блоков хребтов Тумрок и Валагинского), среднеплейстоценовый вулкан Шиш (на сочленении блоков южной части хребтов Кумроч и Гумрок). Возможно, это связано с гибридизмом 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 прослеживать их эволюцию по временным и пространственным реалам 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, эфузивная составляющая которого представлена очень однородными мегаплагиофировыми лавами – продуктами преимущественно ареального вулканизма и щитовых 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 мегаплагиофировых субшелочных лав в плиоцене можно очертить эллипсом с простиранием 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 простираия и формирования горста Восточного хребта ограничивается лишь районом Ключевской группы вулканов (см. рис. 4, 21б). В голоцене же мегаплагиофировые лавы сосредоточиваются лишь на вулкане Плоский Толбачик и его подножии (см. рис. 4, 21в). Сужением ареала распространения мегаплагиофировых базальтов по окраинам этой эллиптической вулкано-структурь 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 площаи описываемой структуры Восточного хребта в мелу зафиксированы базитовые и ультрабазитовые проявления щелочного эфузивного и интрузивного магматизма, а также миоценовая субщелочная интрузия [Эрлих и др., 1971; Вольнец, Колесков, 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. Даана лишь оценка закономерного сокращения ареала распространения субщелочных мегаплагиофировых 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 субкольцевая зона развития ареальных моногенных вулканов и пологих лавовых щитов в позднем плейстоцене и в голоцене, расположенная западнее Анавгайско-Каваллинской кольцевой структуры. Это вулкан Анаун с призывающими к нему ареальными полями и многочисленные щитовые вулканы 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 Кронотко-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

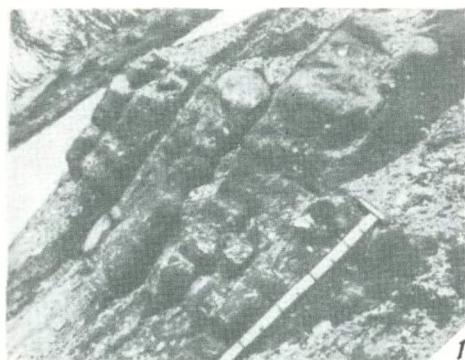
- Апрелков С.Е., Ежов Б.В. Структуры вулканических полей Центрального Камчатского пояса. – Геол. и геофиз., 1977, № 4, с. 130–136.
- Арсанов А.С., Малаева Е.М. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Камчатского перешейка в верхнеплиоценовую эпоху. – Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1964, № 4, с. 82–87.
- Беспалый В.Г., Борзунова Г.П., Давидович Т.Д., Линькова Т.И., Файльберг 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.
- Ботвинкина 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 Уэонско-Гейзерной депрессии. – В кн.: Вулканализм, 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 Приохотских геосинклиналей. – В кн.: Материалы межведомственного Совещания 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., Петракченко Е.Д., Попкова М.И. Молодые геосинклиналии 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 вулканализм. Новосибирск: Наука, 1973, с. 151–178.
- Волынец О.Н., Колосков А.В. Плагиоклазы четвертичных эфузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с.
- Волынец О.Н., Шилин Н.Л. О петрохимических особенностях плиоценовых вулкано-плутонических формаций хр. Кумроч (Восточная Камчатка). – В кн.: Четвертичный вулканализм 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., Лупикина Е.Г., Певзнер М.А., Шаинцер А.Е., Челебаева А.И. Положение границы Брюнес-Матуяма в вулканогенно-осадочных толщах Камчатки. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972, № 39, с. 3–11.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 245 с.
- Гладенков Ю.Б., Шаинцер 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. Шелочной магматизм Тигильского района Западной Камчатки. – В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические 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.
- Дзоценидзе 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 пролювия (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., Алыпова О.М., Егорова И.А. Состав и возраст алтайской 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.
- Заваринский А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
- Закандырий 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 антропогеновых 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., Лупикина 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 итимбриты Карамкенского рудного поля. – В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, Магаданская книжн. изд-во, 1976 (Труды I петрограф. совещ.: Ч. III), с. 269–272.
- Криштофович Л.В. Моллюски этонской 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 геодез. лит., 1935. 495 с.
- Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники

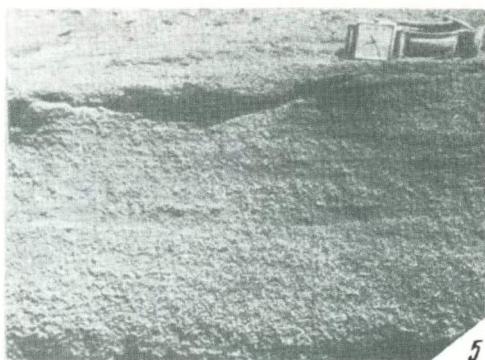
- литосферных плит. – В кн.: Тектоника литосферных плит (источники энергии, тектонический процесс и динамика плит). М.: Изд-во Ин-та океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1977, с. 137–169.
- Мазаревич О.А. О понятии "вулканогенная моласса". – В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез: (Тезисы IV Всесоюз. семинара). Южно-Сахалинск, 1974, с. 150–152.
- Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. М.: Госгеотехиздат, 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 игнимбриотов 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 вулканлизм Эльбрусской вулканической области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 128 с.
- Масуренков Ю.П. Динамика структурообразования. – В кн.: Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980.
- Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978, 274 с.
- Масуренков Ю.П., Горицкий Ю.А. Разогрев и плавление среды вокруг вулканического канала. – Бюл. вулканол. станции, 1978, № 55, с. 70–79.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Лупикина Е.Г., Егорова И.А., Кожемяка Н.Н. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Мерлич Б.В. Эксплозивные брекчевые дайки в Закарпатье. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3, с. 45–58.
- Огородов Н.А., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканлизм Срединного хребта Камчатки. – М.: Наука, 1972. 190 с.
- Офтедаль Хр. Об игнимбратах и связанных с ними породах. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 184–198.
- Патока М.Г. Структурное положение и состав кислых субшелочных и щелочных пород Ичинского вулканического района. – Бюл. вулканол. станции, 1978, № 55, с. 139–147.
- Патока М.Г., Успенский В.С. Кислые субшелочные и щелочные породы Центральной Камчатки. – ДАН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1168–1172.
- Певзнер М.А. Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен–четвертичных отложений Камчатки. М.: Наука, 1972. 67 с.
- Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. – Геотектоника, 1975, № 5, с. 3–18.
- Петров О.М., Хорева И.М. Корреляция позднеогеновых и четвертичных отложений Крайнего Севера–Востока СССР и Аляски. – В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. М.: Наука, 1968, с. 70–75.
- Печерский Д.М., Клюева В.Н., Казакова Г.П. Результаты палеомагнитного изучения разреза верхнекайнозойских вулканогенных образований в центральной части Камчатского Срединного хребта. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 74–94.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения 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, геологические отношения и идентификация. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 347–477.
- Ротман В.К. Диагональный структурный 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. палеовулканол. АН СССР, 1963, вып. 1, с. 44–56.
- Ротман В.К. О неогеновых лахаровых отложениях 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 особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. – ДАН СССР, 1968а, т. 181, № 4, с. 956–959.

- Супруненко О.И., Декин Г.П. Субширотные разломы Восточной Камчатки. ДАН СССР, 1968б, 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 напоенные 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 пог. – 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., Ривош 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., Декин 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., Мchedлишвили 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 Ключевской группы вулканов и особенности тектоники и магматизма Кроноцко-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 вулкано-тектонических 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 Быстриńskом 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, Christchurch and London, Whitcomb and Lomas, 1952, 416.



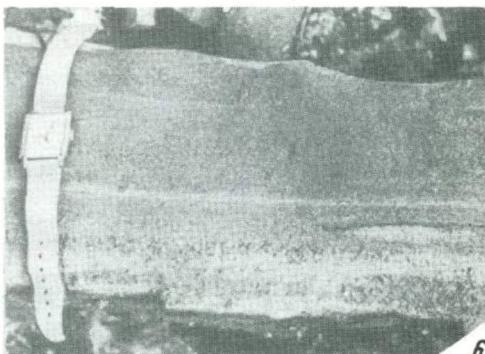
1



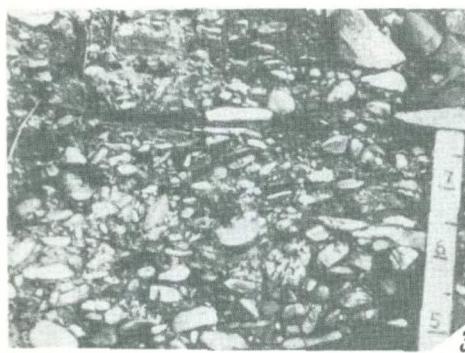
5



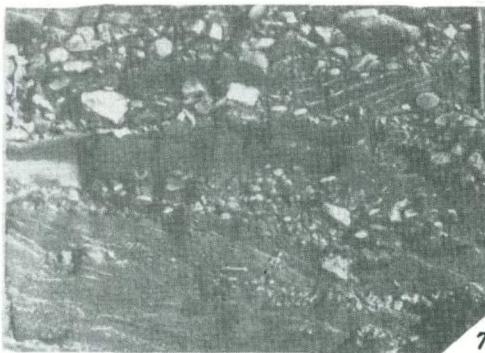
2



6



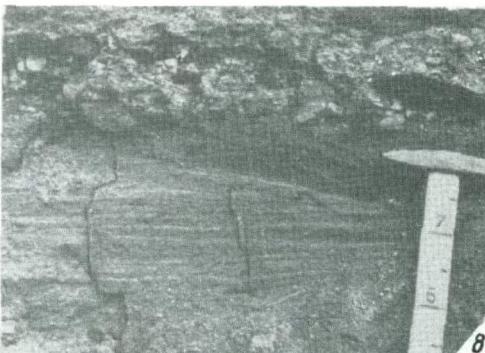
3



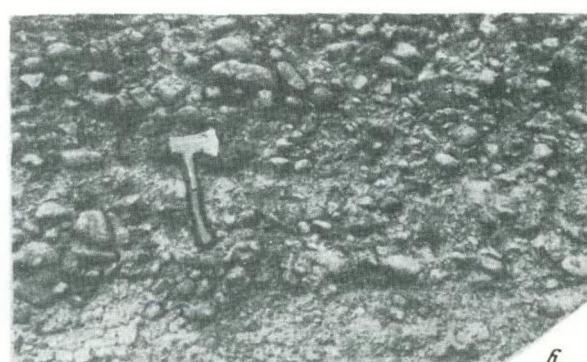
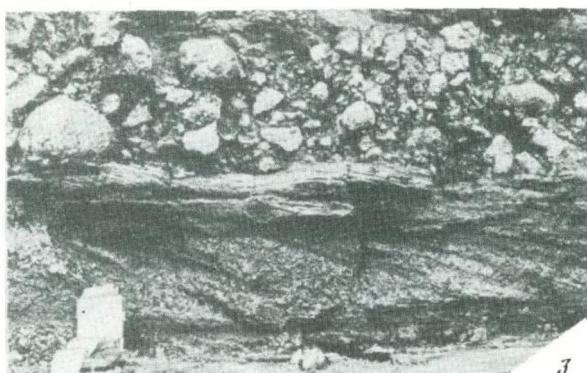
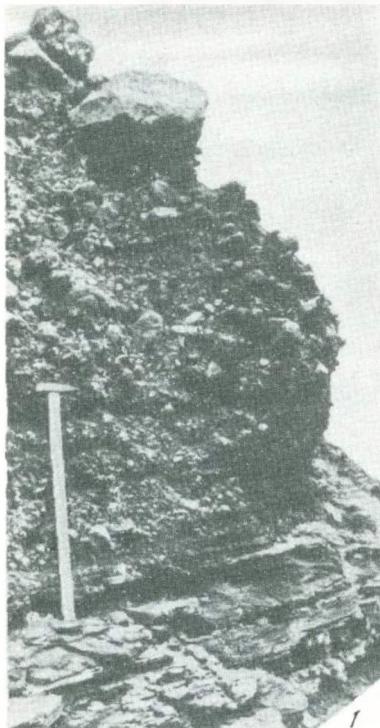
7

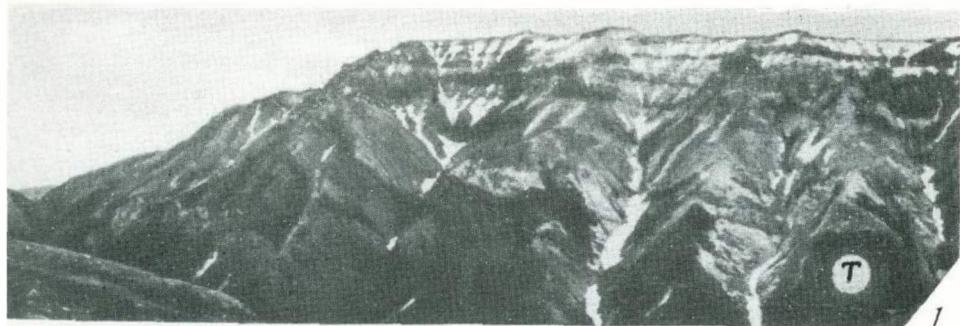


4

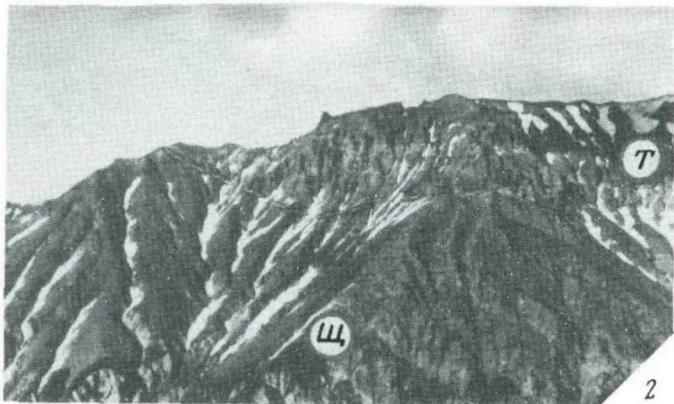


8





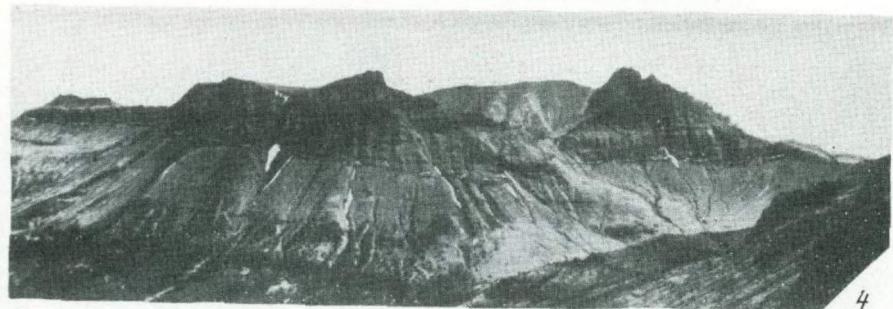
1



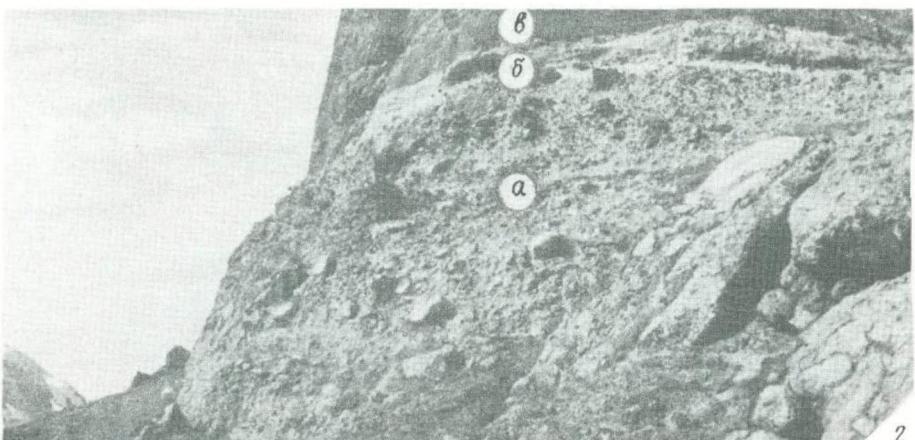
2

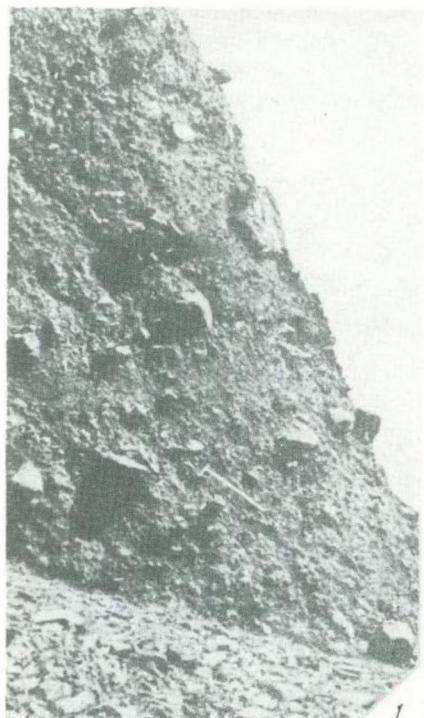


3

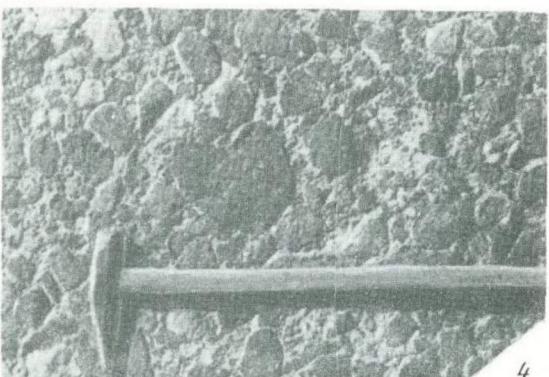


4





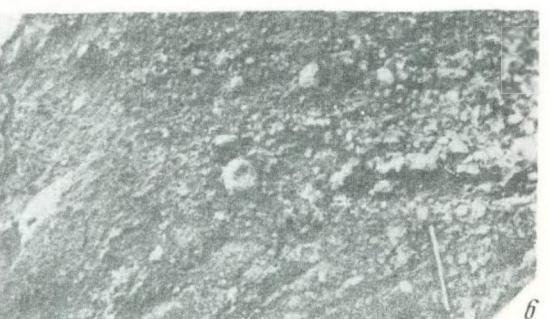
3



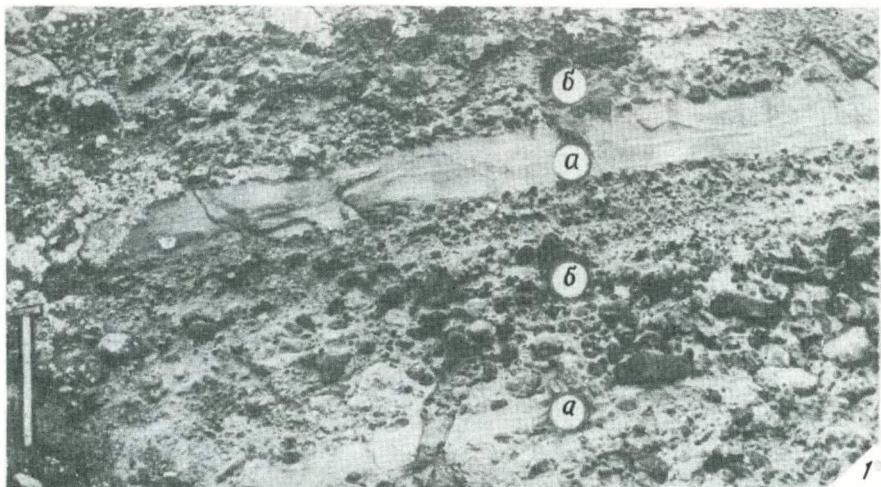
4



5

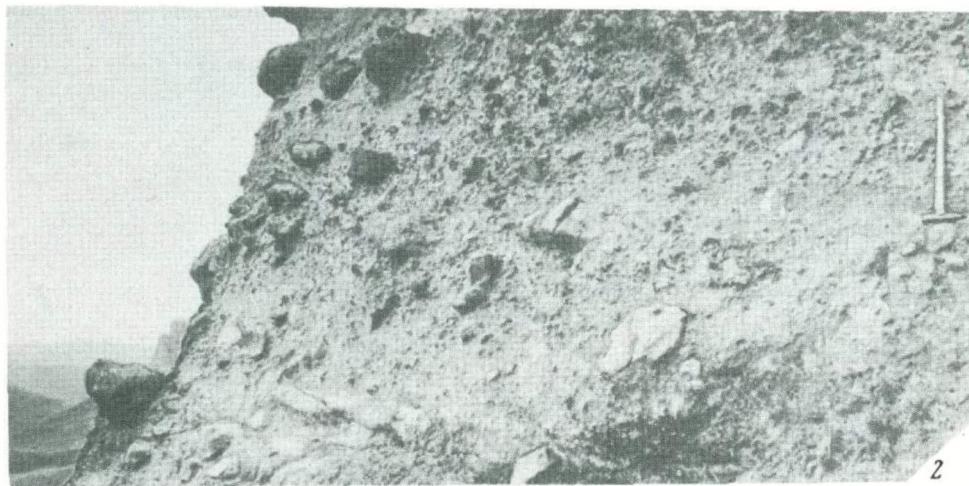


6





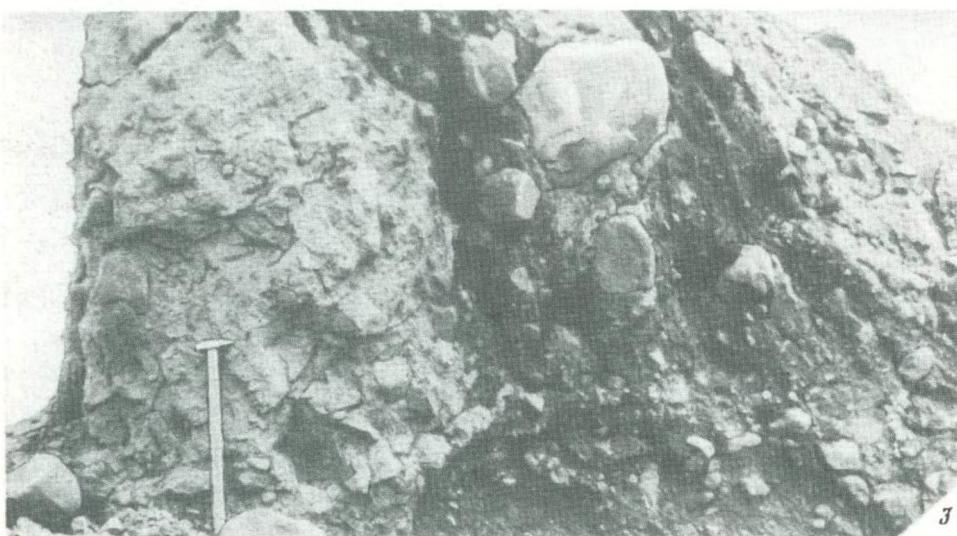
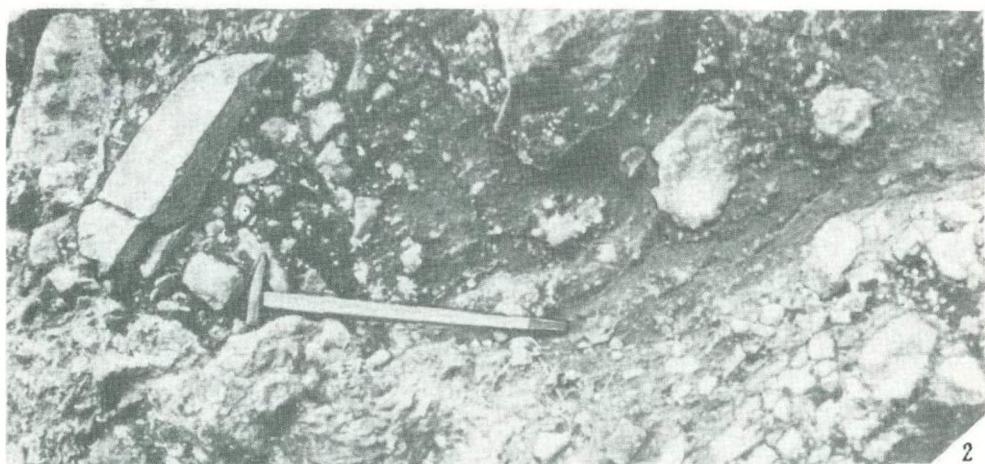
1

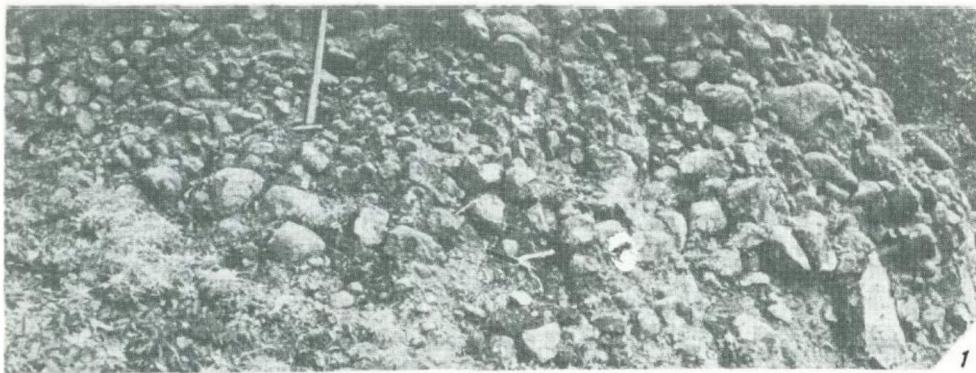


2



3





1



2



3



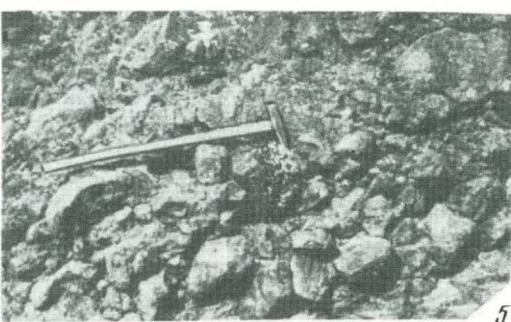
3



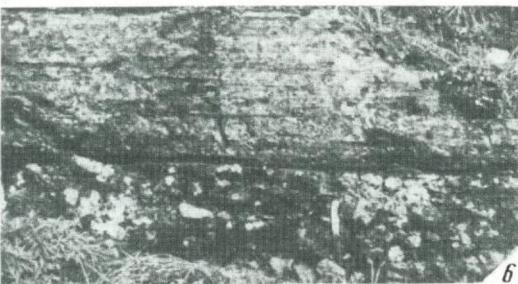
4



2



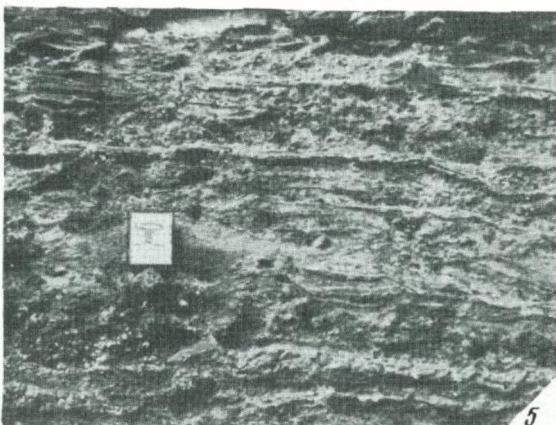
5

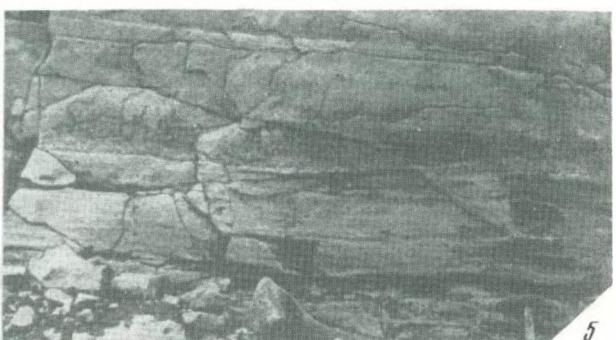
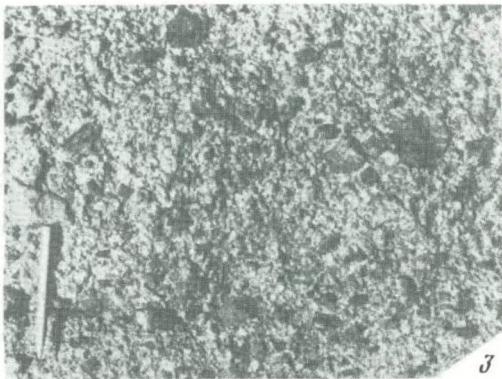
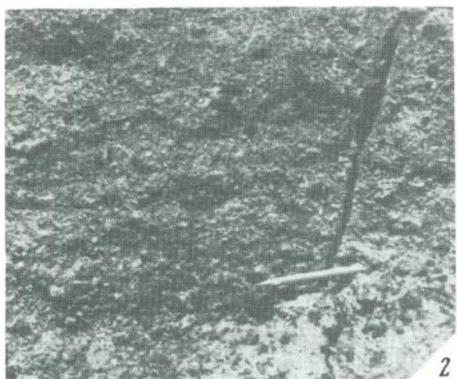


6



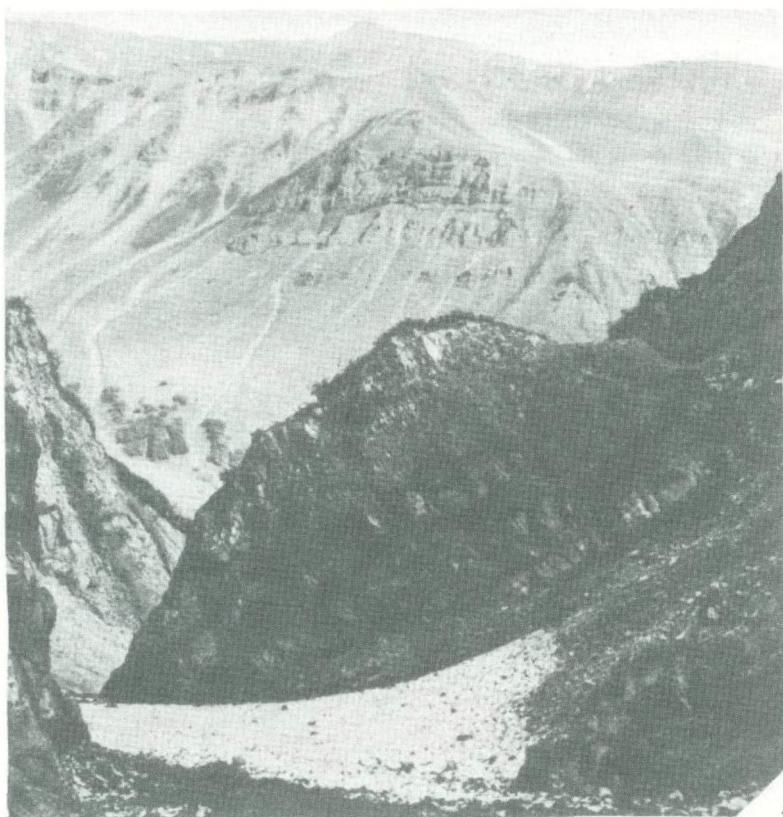
7







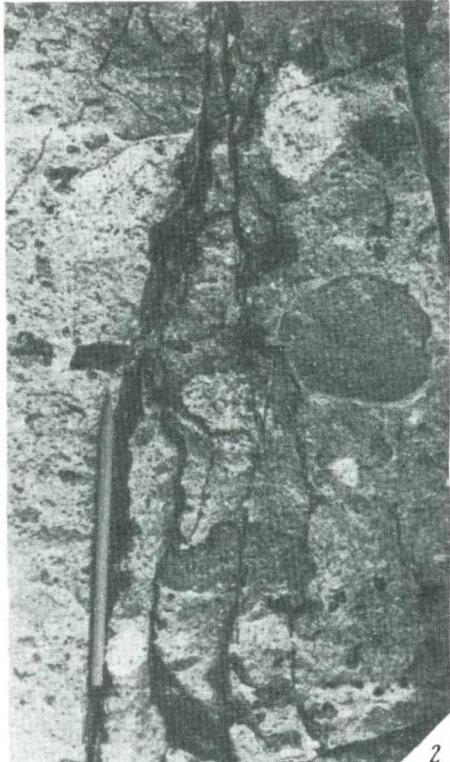
1



2



1



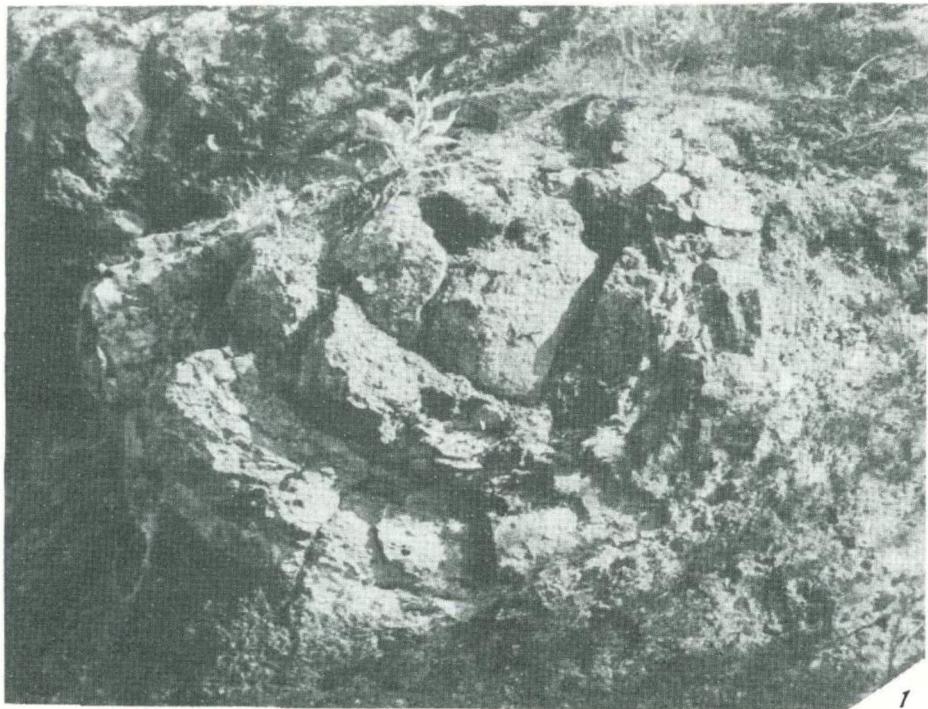
2



3



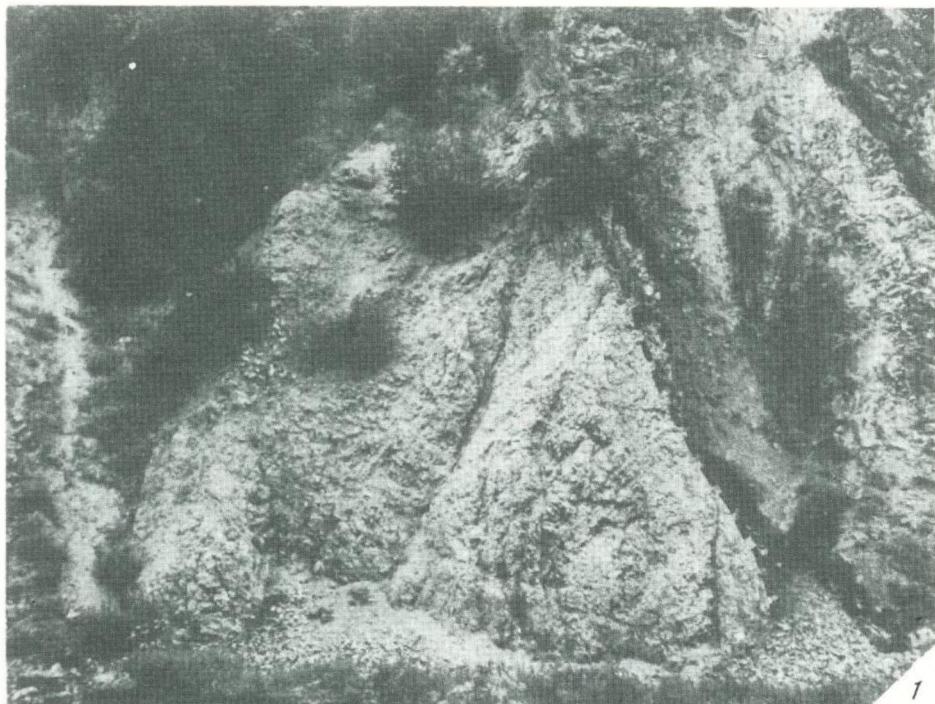
4



1



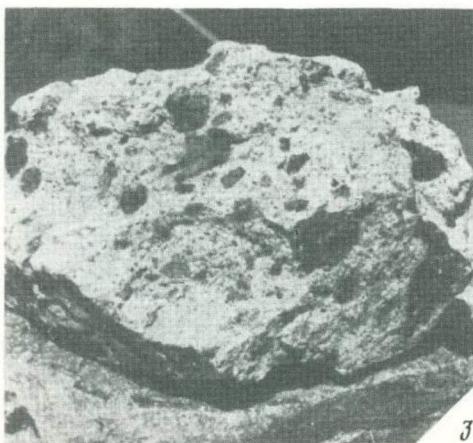
2



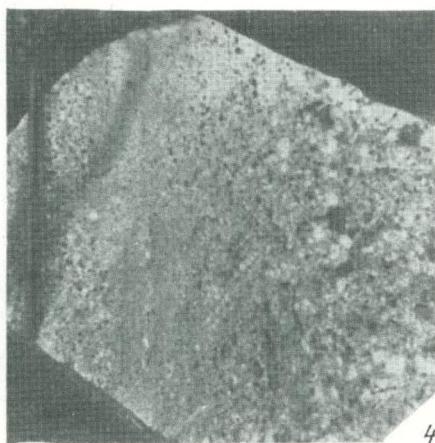
1



2



3



4

ПРИЛОЖЕНИЯ

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I

Структурно-текстурные особенности аллювиальных образований вулканогенерригенной и вулканогенной молассы щапинской 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 серии вулканомиктовых конгломератов: длинные оси уплощенных окатышей ориентированы субпараллельно плоскостям напластования серий.

5, 6 – детали строения серии гравелистого туфопесчаника; хорошо видна субпараллельная слоистость; на фото 6 она подчеркнута слойками светлоокрашенных вулканических пеплов.

7 – косая (в верхнем правом углу снимка), субгоризонтальная и пологая косоволнистая слоистость в разнозернистых вулканомиктowych 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 щапинской 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 косослоистого туфопесчаника, на верхней – туфоконгломерат с характерным хаотичным расположением гальки, которая отличается преобладанием полуугловатых 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 периклиналь верхнеплиоценовых стратовулканов, и нижнеплиоценовых вулканогенных толщ. Восточная и Центральная Камчатка.

1 – общий вид разреза нижней части базальтовой формации щапинской свиты [Ш] и несогласно перекрывающих ее существенно пирокластических образований формации верхнеплиоценовых андезитовых стратовулканов тумрокского вулканогенного комплекса [7]. 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 [7] на дислоцированную толщу щапинской свиты [Ш].

3 – западная периклиналь верхнеплиоценового эруптивного центра (тумрокский вулканогенный комплекс), вскрытая глубоким эрозионным врезом левых притоков р. Левой Щапиной. Околожерловая зона показана стрелкой. Северная часть хр. Тумрок. Фото В.Н. Нечаева.

4 – образования верхнеплиоценовой базальтовой формации стратовулканов (кремукский 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-брекчики 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 – псевфитовый туф в разрезе агломератовой мантии андезитового купола в истоках р. Киркиной. Валагинский хребет.

3, 4 – агломератовый туф в разрезе нижнеплиоценовой базальтовой формации. Бассейн 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 различны отдельные вулканические бомбы изометричной 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. Левой Шалины 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 переотложен уже окатанный материал.

3 – линза лахаровой конгломерато-брекчии в нижней части разреза руин стратовулкана тумрокского комплекса. Видна плотная "упаковка" валунов, среди которых характерно преобладание полууглловатых 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 грубобломочных 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 полууглловатых 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 полууглловатые 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 полууглловатых 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. Шалины в долину р. Адриановки. Структурно-текстурные особенности аналогичны таким мореноподобным отложениям, показанным 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. Таводок 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. Курганий.

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

5 - лахароподобная конгломерато-брекчия в разрезе эфузивно-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 слойков мощностью от 1 до нескольких см среднезернистого и разнозернистого гравелистого туфопесчаника. Тонкослойстые осадки подстилаются отложениями с "лумктирной" слоистостью, подчеркнутой ориентированной 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 эфузивно-пирокластического разреза базальтовой формации с линзами вулканогенно-осадочных отложений, показанных ниже на фото 2, 3, 4. Правый борт долины р. Половинной в 14 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 различимая на снимке, обусловлена чередованием слойков алевритистых, мелкозернистых, среднезернистых и разнозернистых туфопесчаников и туфогравелитов мощностью от 0,2 до 1-7 см, перемежающихся с прослойями светлоокрашенных вулканических пеплов мощностью от 0,5 до 15-20 см. Флювиальные отложения гор. 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 гипличная 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 кресвянисто-песчаными фракциями. Деталь разреза, показанного на фото 1.

5 - субпараллельносложные чередующиеся разнозернистые туфопесчаники и туфогравелиты с мелкой полуугловатой и полуокатанной галькой эфузивов. 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 - псевдо-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-пепловом туфе заметна нечетко выраженная слоистость, обусловленная чередованием тефры лапиллиевой и гравийно-песчаной размерности.

3 - неслоистый лапиллиево-пепловый туф слоя А.

4 - деталь слоя Б обнажения, показанного на фото 1. Виды структурно-текстурные особенности отложений: субпараллельная слоистость обусловлена чередованием разнозернистых туфопесчаников и туфогравелитов, содержащих мелкую и среднюю полуутгловатую и полуокатанную 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 слойков тонкозернистых, мелкозернистых туфопесчаников и туфаалевролитов.

Таблица XIII

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

1 - пологая моноклиналь 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 "игнимбриоидах" основания покрова.

2, 4 - грубообломочная структура "игнимбриоидов" в основании покрова. Многочисленные ксенолиты представлены обломками эфузивов 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 - "игнимбриоиды" 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 "сфера" 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 "сферида", концентрическое расположение фъямме, а также концентрическая трещиноватость в обтекающем ядро–ксенолит игнимбрите.

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 – игнимбрит из центральной части "трубки взрыва". Характерны очень слабо уплотненные фъямме эллиптической формы.

4 – игнимбрит из зоны эндоконтакта "трубки взрыва". Крупные эллипсоидальные фъямме 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 ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАЙНОЗОЕ КАМЧАТКИ	8
Основные тенденции развития кайнозойского геосинклинального прогиба и сопряженного с ним пояса наземного вулканизма	-
Главные эпохи складчатости и основные этапы развития наземного вулканизма в кайнозое	-
Блоковое строение Камчатки. Особенности вулкано-тектонических 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 базальтовой, базальт-игнимбритовой и андезитовой формаций и некоторые вопросы методики реконструкции древних вулканов	60
Продукты эфузивной деятельности	-
Продукты эксплозивной деятельности	61
Вулканотерригенные и вулканогенно-осадочные образования	62
Район Авачинских озер и верховьев р. Кавычи	64
Район реки Левой Жупановой и Валагинского хребта	73
ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ПЛИОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ)	79
Центральный относительно опущенный блок	-
Восточный склон Срединного хребта в бассейнах рек Кунхилок и Шишней (правые 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
Быстрицкий 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 верховых р. Козыревки	107
Особенности магматизма	-
Особенности формирования сложных игнимбритовых покровов и подводящие каналы игнимбритовых извержений	109
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИКИ И ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ 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 вулканического процесса	129
ЛИТЕРАТУРА	136
ПРИЛОЖЕНИЕ (фототаблицы, объяснения к фототаблицам)	157

Алексей Евгеньевич Шанцев, 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. Ваникова

Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технический редакторы Н.А. Поскакная, 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.печл. 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*