

В.С.ШЕЙМОВИЧ

**ИГНИМБРИТЫ**

**КАМЧАТКИ**

В. С. ШЕЙМОВИЧ

---

# ИГНИМБРИТЫ

---

# КАМЧАТКИ

---

551.21

2951



МОСКВА, НЕДРА, 1979



**Шеймович В. С.** Игнимбриты Камчатки. М., «Недра», 1979. 179 с.

В работе освещены геолого-структурные позиции разновозрастных кайнозойских игнимбритов Камчатки. Рассмотрены место игнимбритовых извержений в развитии вулcano-тектонических структур, основные типы центров подобных извержений и объемы связанных с ними игнимбритовых покровов. Приведены петрографическая и петрохимическая характеристики игнимбритов, на основании которых делаются выводы о пирокластической природе образования этих пород, возможном механизме извержения, причинах спекания. Игнимбриты полуострова характеризуются как полезные ископаемые; указывается, что присутствие игнимбритов среди пород вулcano-плутонических ассоциаций имеет положительное значение при оценке последних на металлургически полезные ископаемые.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, особенно вулканологов и петрографов.

Табл. 20, илл. 24, фототаблиц 20, список лит. — 167 назв.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема игнимбритов — одна из интереснейших в современной геологии. Образование игнимбритов связывается с важнейшими эпизодами эволюции вулканических областей — с формированием кальдер и вулкано-тектонических депрессий, с массовыми прорывами магмы на поверхность Земли; становление игнимбритов сопровождается появлением некоторых типов рудных месторождений. Однако, несмотря на неоднократные проявления игнимбритового вулканизма, широкое развитие и значительные мощности игнимбритов на Камчатке, эти породы не получили достаточного освещения в литературе. В то же время именно Камчатка в силу молодости игнимбритов, почти не затронутых процессами метаморфизма, а также хорошей их обнаженности является областью, благоприятной для всестороннего изучения этих образований.

Игнимбриты известны с самого начала геологических исследований на Камчатке в XX веке. Еще К. Богданович (1904 г.) писал о распространении на полуострове пород смешанного лавово-пирокластического облика. Тем не менее первые исследователи в большинстве случаев не отмечали их своеобразия. Например, Б. И. Пийп (1947 г.) игнимбриты юга Камчатки при маршрутных пересечениях этого района в 1937 г. называл дацитовыми туфами. Идентификация и изучение игнимбритов в пределах полуострова начались после выхода в свет работ А. Н. Заварицкого об игнимбритах Армении (1945, 1946, 1947 гг.), в которых он дал их описание и обратил внимание на сложность происхождения этих пород.

Впервые описания игнимбритов Камчатки («туфолав») и объяснение возможного их происхождения неэксплозивным путем были приведены В. И. Влодавцем (1953, 1958 гг.) на примере Семячинского вулканического района. В. М. Никольский в 1954 г. описал мощную «туфолавовую» толщу в верховьях р. Мутной, слагающую фундамент вулкана Мутновского. В дальнейшем А. Е. Святловский [1960] указал на широкое развитие этих пород в районе вулкана Горелого.

Изучение игнимбритов на полуострове, начавшееся в конце пятидесятих годов, было связано с исследованиями районов активного вулканизма, которые проводили Лаборатория вулканонологии АН СССР и Камчатское геологическое управление. Результаты этих работ были доложены на симпозиуме памяти А. Н. Заварицкого в 1961 г. Б. И. Пийп сообщил предварительные данные о региональном развитии плейстоценовых игнимбри-

тов в районе Кроноцкого залива, Т. Ю. Маренина привела описание игнимбритов Ичинского вулкана. Впервые на Камчатке С. Е. Апрельков и Е. Ф. Малеевым были отмечены дочетвертичные игнимбритовые поля на юге полуострова.

Сообщения об игнимбритах Камчатки мы находим в докладах Второго Всесоюзного вулканологического совещания [1964], где И. Т. Кирсанов и М. В. Федоров характеризуют игнимбриты вулкана Горелого, а С. Е. Апрельков, касаясь геологического строения хребта Ивулк, приводит описание игнимбритов, связанных с деятельностью плейстоценовых вулканов центрального типа.

На протяжении последних десятилетий геологи Камчатского управления, исследуя кайнозойские вулканические образования, установили широкое развитие игнимбритов как в плейстоценовых, так и в более древних толщах Центральной и Южной Камчатки (Г. М. Власов, В. К. Ротман, Ю. В. Жегалов, С. Е. Апрельков, Ю. М. Слепов, В. С. Шеймович), на севере (И. Ф. Мороз, Ю. А. Новоселов, Н. Т. Демидов) и на востоке Камчатки (В. И. Олейник, А. Г. Цикунов, М. Ю. Хотин). Однако данные большинства этих исследователей лишь в незначительной степени вошли в «Геологию СССР», том XXXI (1964 г.).

Автор в течение ряда лет (с 1960 по 1973 г.) проводил среднemasштабное геологическое картирование в различных районах Южной и Центральной Камчатки совместно с С. Е. Апрельковым, Ю. М. Слеповым и М. Г. Патокой. В результате этих работ были расчленены кайнозойские вулканогенные образования, установлена цикличность вулканизма, приуроченность кислых вулканитов (главным образом игнимбритов) к концам циклов. Игнимбритовые поля на Южной Камчатке изучались в бассейнах рек Паратунки, Опалы, в районах вулкана Горелого, р. Озерной и Курильского озера, а в Центральной Камчатке — в бассейнах рек Анавгай и Тигиль. В 1966 и 1967 годах автор совместно с О. А. Брайцевой и Т. С. Краевой изучал игнимбриты Кроноцкого залива на участках берегового обрыва от Жупановского комбината до устья р. Шумной и в бассейне р. Верхний Стан. Результаты исследований и были положены в основу данной работы, посвященной геологической, петрографо-литологической и петрохимической характеристикам разновозрастных игнимбритов Камчатки.

Предлагаемая работа не является полной сводкой по вопросам генезиса и геологии камчатских игнимбритов. В большей мере выбор рассмотренного материала зависел от районов, в которых автор проводил геологическое картирование. В связи с тем что эти районы находятся в зоне развития неоген-антропогенных вулканогенных образований, более древние породы в работе не затронуты. Следует отметить, что на Камчатском полуострове пока не известны домиоценовые игнимбриты. Структура работы определяется методами изучения игнимбрито-

вых полей при геологическом картировании. Породы рассмотрены в двух аспектах. С одной стороны, освещены некоторые вопросы геологического положения игнимбритов, их взаимоотношения с вулканитами, им предшествующими, вулкано-структурные позиции игнимбритов, с другой стороны — строение игнимбритовых полей, петрографическая и петрохимическая характеристика игнимбритовых покровов. Петрологические выводы о возникновении игнимбритов и игнимбритовых расплавов сделаны на основании анализа геолого-структурных позиций игнимбритов, их петрографических и петрохимических особенностей.

Автор выражает искреннюю признательность всему коллективу геологосъемочной экспедиции Камчатского геологического управления за помощь в работе на протяжении ряда лет и особенно С. Е. Априлкову, В. Г. Слеповой, В. М. Вилесовой, Ю. В. Жегалову, а также сотрудникам Института вулканологии О. А. Брайцевой, О. Н. Волынцу, М. И. Зубину, Т. С. Краевой.

## ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ ИГНИМБРИТОВ

На протяжении последних двух десятилетий у нас в стране и за рубежом (в Италии, Японии, Новой Зеландии) обсуждаются проблемы петрографии и генезиса игнимбритов, выходят многочисленные сборники статей, посвященные вопросам игнимбритообразования и классификации игнимбритов. Все гипотезы происхождения этих пород сводятся к двум основным представлениям. Одни исследователи считают, что игнимбриты имеют лавовую природу, другие — стоят на позициях их пирокластического генезиса. Сторонниками пирокластического генезиса игнимбритов у нас в стране являются Б. И. Пийп [1961], Е. Ф. Малеев [1961, 1969], Е. К. Устиев [1961], И. М. Сперанская [1961, 1963, 1966, 1967] и др. За рубежом эту гипотезу отстаивают виднейшие вулканологи А. Ритман [1964], Р. В. Ван Беммелен [1957, 1963], К. С. Росс и Р. Л. Смит [1963], Г. Е. Энлоус [1963]. Гипотеза пирокластического генезиса находит сейчас все больше и больше сторонников, однако мнение о лавовой природе этих пород защищает также ряд исследователей, среди которых новозеландский геолог А. Стейнер и советский вулканолог В. И. Влодавец.

В. И. Влодавец [1953, 1958] предлагает на примере семячиных туфолав предварительную дифференциацию расплава в канале вулкана, в результате которой образовалась в верхней части канала риолито-дацитовая лава, переходящая книзу в дацитовую. Последовавшие глубинные взрывы вызвали переливание этих лав, их выжимание и излияние на поверхность. В. И. Влодавец не отрицает возможности происхождения этих пород путем вскипания лавы, подобно молоку, предложенного Лякруа [Lacroix X., 1930] и из полосчатой лавы [Grange L. I., 1934]. Стейнер [1963] считает, что образование игнимбритов связано с существованием особого типа магмы с относительно большим (1—3%) содержанием воды. По его мнению, игнимбритовая магма обладает способностью разделяться на две несмешивающиеся жидкости в процессе движения к земной поверхности и по ней. Присутствие двух несмесимых жидкостей вызывает ламинарное течение, при котором благодаря дифференцированному движению двух вязких жидкостей образуются клочья и линзы стекла.

Сторонники пирокластического генезиса игнимбритов рассматривают эти породы как отложения пепловых потоков. Все высказываемые в настоящее время взгляды на подобное происхождение игнимбритов в сущности мало отличаются от гипоте-

зы Маршалла [Marshall R., 1935], который считал, что во время извержений, подобных катмайскому, выбрасывались массы раскаленного песка. Раскаленные частицы сплавлялись и образовывали подобие лав. Отличия во взглядах других сторонников пирокластического генезиса игнимбригов касаются весьма частных особенностей механизма извержения, спекания и кристаллизации.

Существуют и иные точки зрения на происхождение игнимбригов, значительно противоречащие как лавовым, так и пирокластическим гипотезам. Например, в соответствии с представлением Е. Каролусовой-Кочишаковой [Karolusova-Kočišáková E., 1958], игнимбриги образуются из пеплоподобных частиц стекловатой лавы, перенесенных ветром и отложившихся в воде. Уральским исследователем С. Н. Ивановым (1966 г.) высказывается мнение о подводном механизме образования игнимбригов.

Автор на основании изучения различных разновозрастных полей игнимбригов Камчатки приходит к выводу о пирокластической природе этих пород.

К настоящему моменту термин «игнимбриг» стал гораздо конкретнее в связи с тем, что работами Е. К. Устиева, Е. Ф. Малеева, И. М. Сперанской, В. П. Петрова, К. С. Росса, Р. Л. Смита и других от термина «игнимбриг» был отторгнут его синоним «туфолава». Было доказано, что туфолава включает породы лавового генезиса, являющиеся эффузивными породами, которые можно отнести к различным типам кластолав [Малеев Е. Ф., 1961], в силу определенных условий извержения имеющих структуру и текстуру, похожие на таковые пирокластических пород. Тем не менее классификация игнимбригов в настоящее время представляет нерешенную задачу. Достаточно сказать, что в современной литературе нет четкого определения этой породы. По нашему мнению, трудности классификации игнимбригов обусловлены сравнительной молодостью проблемы, «противоречивостью» структурных особенностей и многокомпонентностью этих пород, отсутствием разработанной методики их изучения, возможной гетерогенностью и почти полным отсутствием достоверных наблюдений над современными их извержениями.

В СССР нет разработанной классификации игнимбригов. В настоящее время геологи пользуются схемой разделения этих пород, предложенной В. И. Влодавцем, Е. Ф. Малеевым, И. М. Сперанской, Р. Л. Смитом. В 1961 г. В. И. Влодавец предложил выделять ряд переходных пород: спекшиеся туфы — сваренные туфы — игнимбриги — туфолавы. Эти разновидности пород отличаются по степени спекания частиц стекла. Такое выделение нам кажется неоправданным, так как все эти различия пород, названные различными терминами, могут слагать части одного генетически единого покрова; к тому же определение туфолавы очень близко к пониманию лавобрекчий или класто-

лав. Впоследствии В. И. Влодавец предложил заменить термин «игнимбрит» на термин «игнимбритовый»: игнимбритовый тип извержения, игнимбритовые отложения; «при расчленении игнимбритовых отложений на различные породы указывать их петрографический состав, например: игнимбритовый риолитовый пепел, игнимбритовый риолитовый спекшийся туф» [Влодавец В. И., 1964, с. 48].

При всей рациональности предлагаемой классификации она имеет существенные недостатки. Во-первых, термин «игнимбрит» в настоящее время очень популярен и его упразднение еще более запутает вопросы терминологии, во-вторых, данная классификация слишком громоздка.

Выделяемые Смитом [1963 г.] классификационные единицы имеют отношение прежде всего к геологическому расчленению игнимбритовых толщ. Он не дает четких определений петрографических разновидностей этих пород (несмотря на свои богатейшие наблюдения в областях игнимбритового вулканизма).

Наиболее удачная петрографическая классификация принадлежит И. М. Сперанской (1966 г.). В ее работе учтен опыт наблюдения над игнимбритами многих исследователей (в том числе Е. Ф. Малеева и Р. Л. Смита) и богатый собственный опыт изучения игнимбритов Северо-Востока СССР. Несмотря на то, что И. М. Сперанская ограничивает возможность применения классификации к иным игнимбритам, кроме полей больших объемов, наши наблюдения показывают, что ее классификация вполне применима для описаний игнимбритов Камчатки. В основу этой классификации положены следующие основные различия между игнимбритами разных типов: 1) различная степень сваренности и деформации частиц стекла; 2) различия в содержании кристаллокластического материала; 3) неодинаковые количества крупных включений стекла. Одним из слабых мест классификации является категоричность привязки тех или иных петрографических свойств к определенным типам игнимбритов, вызванная, вероятно, изучением этих пород лишь в одном регионе. Приведем некоторые термины и их толкование, используемые в дальнейшем изложении.

**И г н и м б р и т.** Наиболее распространенные синонимы — «спекшийся (спеченный) туф», «сваренный туф». «Обычно неслоистый, главным образом (не обязательно) риолитовый, пемзосодержащий стекловатый туф, иногда содержащий ксенолиты. Он происходит из раскаленных пирокластических потоков, отложившихся на поверхность земли, когда частицы стекла были еще в пластическом состоянии. Игнимбриты обычно характеризуются: а) значительной мощностью, большим распространением и плоской платоподобной поверхностью; б) развитием столбчатой отдельности как результата сжатия во время охлаждения; в) вторичной кристаллизацией, например, полевого шпата и триндита, образующихся в результате позднемагматиче-

ского и пневматолитового воздействия; г) стеклянными черепками, изогнутыми вокруг обломков кристаллов, например, кварца и полевого шпата; д) существованием в некоторых случаях подобия структур течения, образующихся в результате параллельного расположения более крупных стеклянных частиц» [Влодавец В. И., 1961, с. 14].

Покров игнимбритовых отложений представляет собой единое сложное геологическое тело, занимающее большую площадь и состоящее в полном разрезе обязательно из рыхлого пемзового отложения, над ним плотного (сваренно-сплавившегося) туфа, выше частично сваренного (спекшегося) туфа и наверху несваренного туфа или просто туфа, покрытого вулканическим пеплом [Влодавец В. И., 1964, с. 48].

Реоигнимбрит. «Если игнимбристы отлагаются на сильно наклоненном основании, они начинают течь, отчего становятся еще более похожими на лавы. Такие игнимбристы называются реоигнимбристами» [Ритман А., 1964, с. 132].

Ксеноигнимбристы — игнимбристы, содержащие до 50% ксенолитов [Малеев Е. Ф., 1969, с. 454].

Покров сваренного туфа (покров игнимбристов) — пластообразное тело пород, в котором преобладают сваренные туфы [Смит Р. Л., 1963].

Остывшая единица — единичное или многократное отложение пеплового потока, в котором проявляются признаки длительного остывания. Потoki отлагались в достаточно близкой последовательности, так что фактически они остывали одновременно. Они могут обнаруживать зональные структуры сваривания и перекристаллизации [Смит Р. Л., 1963]. Несмотря на не совсем удачное звучание термина «остывшая единица» на русском языке, на наш взгляд, он единственный в настоящее время правильно отражает генетическую сущность игнимбритовых покровов.

Простая остывшая единица — пепловый поток или последовательность, пепловых потоков с непрерывной историей остывания. Зональность в ней соответствует зональности обособленного единичного потока [Смит Р. Л., 1963].

Неспекшаяся зона или зона без спекания — часть пеплового потока, в котором не произошло спекания. Обычно наблюдается у основания и кровли покрова [Смит Р. Л., 1963].

Зона частичного спекания включает участки, в которых спекание витрокластического материала меняется в широких пределах от едва заметного спекания до полной потери пористости пепловых частиц [Смит Р. Л., 1963].

Зона плотного (интенсивного) спекания, в которой в результате спекания стекловатых обломков исчезает полностью поровое пространство. Плотное черное стекло — нормальный продукт этого процесса [Смит Р. Л., 1963].

Зона девитрификации — зона кристаллизации стекла с образованием сферолитовых и аксиолитовых агрегатов, главным образом кристобалита и полевого шпата, совпадает пространственно с зоной интенсивного спекания [Smith R. L., 1960].

Зона кристаллизации газовой фазы — зона кристаллизации в поровом пространстве полевого шпата, кристобалита и тридимита. Максимальное развитие этого типа кристаллизации происходит в верхней части разреза [Смит Р. Л., 1963].

Зона гранофировой кристаллизации наблюдается лишь в очень мощных игнимбритовых слоях. Кристаллизация выражается в замещении стекла кварцем совместно с щелочными полевыми шпатами [Смит Р. Л., 1963].

Слабозональные игнимбристы — отложения мощностью менее 100 футов, неспекшиеся, либо содержащие единичную стекловатую зону спекания [Мартин Р. К., 1963].

Гетеролитовые игнимбристы — отложения, содержащие две или более зоны с заметно различающимся петрографическим составом [Мартин Р. К., 1963].

## ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ ИГНИМБРИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА НА КАМЧАТКЕ

### РОЛЬ И МЕСТО ИГНИМБРИТОВ В СТРОЕНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ КАИНОЗОЯ КАМЧАТКИ

Результаты проведенных на Камчатском полуострове систематических геологических исследований позволили восстановить историю неоген-антропогенного вулканизма и выделить в кайнозой три тектоно-магматических цикла и связанные с ними три основные этапа вулканической деятельности, во время которых происходило накопление мощных вулканогенных толщ, а именно: анавгайский, алнейский и плейстоценовый циклы [Геология СССР, 1964; Быковская Е. В., Ротман В. К., 1961]. Работы камчатских геологов в период 1963—1970 годов (данные С. Е. Апрелькова, Ю. М. Слепова, В. С. Шеймовича по юго-востоку Камчатки; Ю. А. Новоселова, С. Е. Апрелькова, Л. И. Лапшина, В. С. Шеймовича по центральной части полуострова; И. Ф. Мороза и др. по северу Камчатки) подтверждает в основном правильность выделения упомянутых циклов и позволяют более детально представить эволюцию вулканизма внутри их. В результате этих работ была уточнена история плиоценовой и антропогенной вулканической деятельности, в объеме которой выделен самостоятельный плейстоценовый цикл вулканизма.

Анавгайский цикл вулканизма охватывает ранний и средний миоцен. В раннем миоцене после замыкания морского бассейна на месте современной Центрально-Камчатской структурно-фа-

циальной зоны [Власов Г. М., 1958; Ахметьев М. А., 1964] происходит вспышка интенсивного вулканизма. Разрез толщи нижнемиоценовых образований в этой зоне, протягивающейся широкой полосой вдоль всей Камчатки, характеризует неустойчивый режим вулканических островов. Он представляет собой переслаивание андезитов, базальтов и туфов преимущественно среднего состава, которые фациально замещаются туфогенно-морскими осадками, содержащими нижнемиоценовую фауну. Мощность вулканогенных толщ колеблется от 600 до 2000 м. В среднем миоцене вулканизм качественно меняется. После завершения второй курильской фазы складчатости на границе раннего и среднего миоцена [Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н., 1965] возобновившаяся синхронно континентальному поднятию вулканическая деятельность в пределах Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны проявляется локально. В это время формируются толщи андезито-дацитов, дацитов, дацитовых туфов и игнимбритов.

Вулканизм следующего, алнейского цикла, охватывающего поздний миоцен и плиоцен, далеко выходит за пределы зоны анавгайского вулканизма и фактически имеет место на всем полуострове. В это время образуются крупные стратовулканы, характеризующиеся интенсивной эксплозивной деятельностью и преимущественно основным и средним составом вулканитов. Нередко эти вулканические аппараты хорошо сохраняются и выражены в современном рельефе [Шеймович В. С., 1964, 1966]. Этот вулканический цикл завершается региональным формированием липарито-дацитовых туфов и игнимбритов, выжиманием многочисленных липаритовых, дацитовых и андезитовых экстрезивных куполов (Горячев А. В., 1966).

В начале плейстоценового цикла вулканизма на всей Камчатке образуются щитовые вулканы с излиянием преимущественно основных лавовых потоков. В разрезе нижнеплейстоценовых вулканогенных толщ покровы эффузивов повсеместно резко преобладают над пирокластическим материалом. На конечных этапах деятельности некоторых щитовых вулканов в среднем и позднем плейстоцене имеют место мощные игнимбритообразующие извержения. Формируются толщи дацитового и андезито-дацитового состава [Апрелков С. Е. и др., 1967]. Эволюцию более позднего вулканизма мы не рассматриваем, так как наличие игнимбритов среди вулканических образований голоцена Камчатки проблематично [Краевая Т. С., Шеймович В. С., 1970].

Таким образом, в анавгайском цикле выделяются раннемиоценовый и среднемиоценовый периоды вулканизма, в алнейском — позднемиоцен-плиоценовый и позднеплиоценовый, в плейстоценовом цикле вулканической деятельности — раннеплейстоценовый и средне-позднеплейстоценовый периоды. Игнимбриты образовывались почти во все периоды указанных циклов.

Рассмотрим вопрос о месте, занимаемом игнимбритами в разновозрастных вулканогенных толщах Камчатки.

**Игнимбриты анавгайского цикла.** Игнимбриты раннего миоцена наименее изучены, что объясняется ограниченным развитием их среди эффузивно-пирокластических пород средне-основного состава, а также значительной степенью изменения вулканогенных нижнемиоценовых пород вторичными процессами, особенно пропилитизацией, маскирующим первичные структуры породы. При геологических исследованиях выходы игнимбритов были обнаружены в виде сравнительно маломощных пластов (первые десятки метров) в толще нижнемиоценовой паратунской свиты в бухте Фальшивой на Юго-Восточной Камчатке (рис. 1). Они залегают здесь среди андезито-базальтовых покровов паратунской свиты и по составу близки

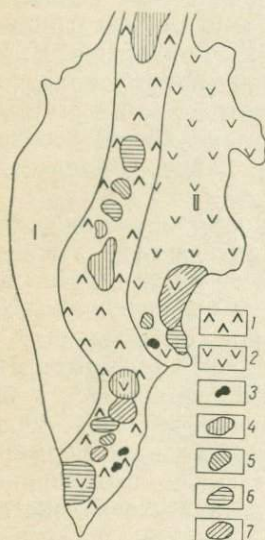


Рис. 1. Схема расположения вулканических поясов, геосинклиналей, по С. Е. Апрелькову и Ю. В. Жегалову (1972), и главных игнимбритовых полей Камчатки.

Геосинклинали: I — Камчатско-Корьякская, II — Восточно-Камчатская. Вулканические пояса: 1 — Центрально-Камчатский, 2 — Восточно-Камчатский. Поля игнимбритов: 3 — нижнемиоценовые, 4 — среднемиоценовые, 5 — верхнемиоцен-плиоценовые, 6 — плиоценовые, 7 — плейстоценовые

к андезитам. Мощность игнимбритов составляет лишь незначительную часть от общей мощности вулканогенной толщи. Обычно они не пользуются сколько-нибудь значительным распространением и занимают площадь всего в несколько квадратных километров. Однако выявлены отдельные районы, в которых нижнемиоценовые игнимбриты распространены достаточно широко и достигают значительной мощности. В бассейне р. Ср. Авачи эффузивно-пирокластическая паратунская свита андезито-базальтового состава, по данным Б. К. Долматова, имеет мощность 1500 м; игнимбриты составляют 20% от мощности толщи и распространены на площади около 100 км<sup>2</sup>. Приблизительный их объем на этом участке, по-видимому, не превышает 30 км<sup>3</sup>. Присутствие игнимбритов в верхней части разреза паратунской свиты свидетельствует о том, что в отдельных районах Камчатки в конце раннего миоцена происходили довольно мощные эксплозивные извержения, связанные, вероятно, с завершением деятельности отдельных вулканических очагов.

Игнимбриты среднего миоцена получили в геологической литературе более широкое освещение, чем нижнемиоценовые [Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н., 1965; Бондаренко В. Н., Хотин М. Ю., 1963; Геология СССР, 1964].

Игнимбриты играют существенную роль в строении среднемиоценовых вулканогенных толщ преимущественно кислого состава и широко распространены в пределах Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны (см. рис. 1). На Юго-Восточной Камчатке березовская свита кислых вулканитов (средний миоцен) развита в бассейне рек Паратунки, Авачи, Плотниковой. Игнимбриты, принимающие участие в строении свиты, распространены здесь, по данным В. Н. Бондаренко, С. Е. Апрелкова и Ю. М. Слепова, на площади около 1000 км<sup>2</sup>. Березовская свита залегает на размытой поверхности нижнемиоценовых диоритов, прорывающих паратунскую свиту, и с несогласием перекрыта верхнемиоцен-плиоценовыми образованиями алнейской серии. Разрез свиты представляет переслаивание дацитов, их туфов и игнимбритов. Мощность свиты около 1000 м. Игнимбриты обычно составляют более 25% мощности ее разреза. Мощности игнимбритов в районе резко меняются, но в общем эти породы всегда играют значительную роль в строении вулканогенной толщи, иногда слагая целиком весь разрез (верховья р. Быстрой, бассейн р. Паратунки). Приблизительный объем игнимбритов достигает 300 км<sup>3</sup>; состав их преимущественно дацитовый.

На севере Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны, в пределах Срединного хребта, среднемиоценовые вулканогенные образования кислого состава распространены на левобережье р. Кирганик, на водоразделе рек Озерной и Березовской, в верховьях р. Элкеваям. Несмотря на многочисленные геологические исследования в Срединном хребте, игнимбриты среди образований березовской свиты ранее не были описаны. Лишь в 1965 г. работы С. Е. Апрелкова в районе Козыревского хребта показали, что в основании среднемиоценовой толщи залегают игнимбриты липарито-дацитового состава мощностью до 500 м. Они перекрыты серией покровов дацитов и андезито-дацитов мощностью около 250 м с редкими прослоями туфов. Игнимбриты составляют здесь около 50% объема березовской свиты, площадь их распространения более 500 км<sup>2</sup>. Учитывая широкое развитие среднемиоценовых вулканитов кислого состава в этом районе (около 2000 км<sup>2</sup>), можно предполагать, что дальнейшее их изучение выявит новые поля игнимбритов этого возраста.

На севере Камчатки, в бассейнах р. Караги, Дранки, Оссоры, Тымлата игнимбриты также принимают участие в строении толщи вулканогенных среднемиоценовых пород (данные геологических съемок Ю. А. Новоселова и И. Ф. Мороза, проведенных в 1963—1965 гг.). Здесь они распространены на площади около 2000 км<sup>2</sup> и имеют значительные мощности (более

100 м). Игнимбриты и туфы, им сопутствующие, составляют 30% от общей мощности разреза.

Таким образом, для среднемиоценовых образований Камчатки игнимбриты весьма типичны. Они составляют значительную часть вулканогенных толщ этого возраста (20—50% и более). Объем игнимбритов на различных участках варьирует в пределах 300—600 км<sup>3</sup>.

Изложенные факты свидетельствуют о том, что в среднем миоцене в пределах Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны происходили мощные игнимбритообразующие извержения, которые, судя по объемам отдельных полей игнимбритов (более 100 км<sup>3</sup>), сопровождались формированием вулканотектонических депрессий [Смит Р. Л., 1963, Устиев Е. К., 1961].

**Игнимбриты алнейского цикла.** Г. М. Власов (1964 г.) в Центральной Камчатке, В. Н. Бондаренко [1965] на юго-востоке, Ю. А. Новоселов и И. Ф. Мороз на севере полуострова отмечают, что значительную роль в строении верхних частей алнейской серии играют кислые вулканиты. Вероятно, к концу алнейского времени в ряде районов полуострова возникают вулканы, извергавшие существенно кислые продукты, в составе которых значительную роль играют игнимбриты. Толщу дацитовых вулканитов (главным образом игнимбритов), накопление которой обусловлено деятельностью таких вулканов, наблюдал С. Е. Апрельков в Срединном хребте, в бассейне р. Оемтевлан. Мощность разреза 1000—1100 м, мощность игнимбритов приближается к 500 м, составляя 50% от общей мощности толщи.

В верховьях р. Кичиги, на севере Камчатки, игнимбриты алнейской серии занимают площадь около 100 км<sup>2</sup>. Они залегают в верхах серии, перекрывая эффузивно-пирокластические образования среднего и основного состава, в которых игнимбриты отсутствуют.

В целом роль игнимбритов в строении средних частей алнейской серии существенно меньше той роли, которую игнимбриты играют в строении среднемиоценовых вулканогенных толщ.

Верхнеплиоценовые вулканогенные образования еще слабо изучены, однако данные С. Е. Апрелькова, В. С. Шеймовича по южной Камчатке, С. Е. Апрелькова и Ю. М. Слепова по Юго-Восточной и Центральной Камчатке указывают на широкие проявления игнимбритового вулканизма. В течение сравнительно короткого времени формируется толща игнимбритов исключительно липарито-дацитового состава. Наиболее детально исследована толща кислых вулканитов на юге Камчатки и в Голыгинских горах, в бассейнах рек Озерной и Голыгино, где эти породы были выделены С. Е. Апрельковым в 1959 г. в голыгинский горизонт мощностью до 300 м.

На юго-востоке Камчатки горизонт игнимбритов и туфов липарито-дацитового состава, занимающий те же геологические позиции (Ю. М. Слепов отмечает перекрытие игнимбритов ниж-

неплейстоценовыми платобазальтами), что и голыгинский горизонт на юге Камчатки, выделен в бассейне р. Гаванка (приток р. Жупановой) на площади около 400 км<sup>2</sup>. Мощность горизонта колеблется от 80 до 100 м.

В пределах Центральной Камчатки на междуречье Хайрюзовой и Быстрой-Козыревской верхнеплиоценовые игнимбриты дацитового состава занимают площадь около 1000 км<sup>2</sup>. Их мощность варьирует от 30 до 120 м. Они несогласно залегают на миоцен-плиоценовых вулканитах и древних миоценовых толщах и перекрываются базальтовыми покровами нижнеплейстоценовых щитовых вулканов. Строение толщи игнимбритов аналогично строению голыгинского горизонта.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют говорить о позднем плиоцене как о периоде региональных игнимбритообразующих извержений и кальдерообразования. Наличие пространственно связанных плиоценовых игнимбритов и кальдер в упомянутых выше районах Камчатки хорошо согласуется с данными Р. Л. Смита [1963], который указывает, что сваренные туфы объемом от нескольких десятков до нескольких сотен кубических километров обычно ассоциируют с кальдерами, комплексами кальдер и вулcano-тектоническими депрессиями.

**Игнимбриты плейстоценового цикла.** В начале вулканической деятельности антропогена образуются щитовые вулканы, для которых эксплозии не были характерны (коэффициент эксплозивности для нижнеплейстоценовых толщ редко превышает 10%). Деятельность некоторых щитовых вулканов в среднем и позднем плейстоцене завершилась мощным кальдерообразованием. Поля развития игнимбритов, туфов и пемз дацитового и андезито-дацитового составов, связанные с кольцевыми вулcano-тектоническими депрессиями, отмечены (см. рис. 2) в пределах Восточного вулканического пояса в районе вулкана Горелого и в бассейне р. Жупановой [Влодавец В. И., 1953, 1958; Пийп Б. И., 1961; Мелекесцев И. В., 1966]. На юге Камчатки игнимбриты слагают склоны вулкана Горелого, залегая на образованиях щитового вулкана. Площадь распространения игнимбритов здесь превышает 500 км<sup>2</sup>, их мощность колеблется от нескольких десятков до 300 м. Игнимбриты и связанные с ними породы (туфы, пемзы) развиты в районе Кроноцкого залива на площади около 5000 км<sup>2</sup>. Они пространственно приурочены к комплексу кальдер, которые хорошо выражены в рельефе. На связь этих вулканитов с кальдерообразующими извержениями впервые указал Б. И. Пийп. Они залегают на нижнеплейстоценовых базальтах и переслаиваются с отложениями плейстоценового оледенения [Брайцева О. А. и др., 1974]. Видимая мощность игнимбритов здесь колеблется от первых десятков метров до 150 м. Общий объем плейстоценовых игнимбритов, исходя из имеющихся данных, колеблется в пределах 300—400 км<sup>3</sup>.

Приведенный материал показывает значительную роль, которую игнимбриитообразующие извержения играют в кайнозойском вулканизме Камчатки. Игнимбриты формируются почти во все периоды вулканизма, однако значение их в строении вулканогенных толщ разных периодов одного цикла различно. Начальные периоды каждого из циклов характеризуются извержениями продуктов основного и среднего составов, для разрезом которых игнимбриты не типичны. В конце циклов, как правило, образуются большие объемы игнимбритов (более 10 км<sup>3</sup> на отдельных участках), связанные с региональным формированием комплексов кальдер и вулканотектонических депрессий. Последнее положение хорошо подтверждается на примере игнимбритов антропогена [Мелекесцев И. В., 1966; Вулканические горы..., 1974]. Роль среднемиоценовых, верхнеплиоценовых и средневерхнеплейстоценовых игнимбритов в строении вулканогенных толщ огромна. Содержание игнимбритов и связанных с ними пород колеблется в этих толщах от 25 до 100% их мощности. Необходимо отметить, что кислый вулканизм поздних периодов вулканических циклов носит более локальный характер по сравнению с вулканической деятельностью начальных периодов.

Циклический характер игнимбриитообразующих проявлений, подобный охарактеризованному выше в позднем кайнозое Камчатки, — явление весьма закономерное для орогенного вулканизма [Малеев Е. Ф., 1961] и сопровождается формированием региональных игнимбритовых полей. Это положение подтверждается рядом фактов. Так, на примере эволюции дуги Суматра—Ява Ван Беммелен [1963] установил соотношение между орогенезом и игнимбритами в кайнозое этой области и показал место игнимбритового вулканизма в вулканических циклах. Здесь, как и на Камчатке, в кайнозое выделяется три вулканических цикла: олигомиоценовый, миоплиоценовый и плейстоценовый, причем игнимбритовый вулканизм проявлялся почти в то же время, что и на Камчатке. Игнимбритовые извержения имели место в конце циклов нормального андезитового и базальтового вулканизма. В олигоцене—миоцене происходит становление древней андезитовой формации, сопровождавшееся медленным опусканием. В среднем миоцене одновременно с фазой поднятия формируются игнимбритовые покровы мощностью 150—200 м на Южной Суматре, Западной Яве. Кроме того (как и при формировании березовских игнимбритов на Камчатке), игнимбриитообразование сопровождалось внедрением липарито-дацитовых даек и гидротермальной минерализацией. В миоплиоцене в поясе Суматра—Ява вновь стало преобладать погружение. Опять проявился андезитовый вулканизм, а в конце плиоцена (как и голыгинский горизонт на Камчатке) совместно с общим орогеническим воздыманием пояса образуются игнимбритовые породы областей Пазума, Ранау, Тоба.

Для кайнозойского вулканизма Японии образование существенно игнимбритовых толщ происходило также неоднократно и имело место после этапов среднего—основного вулканизма. Например, на северо-востоке Хоккайдо [Геологическое развитие... , 1968] кислый вулканизм с образованием игнимбритов риолитового и дацитового составов происходил в конце позднего миоцена (стадия Китаура), в конце плиоцена (стадия Шибикава) и в среднем — позднем плейстоцене. Последние две стадии по времени проявления соответствуют периодам формирования игнимбритов на Камчатке. По-видимому, это совпадение не случайно и отражает общие закономерности в развитии кайнозойского вулканизма Тихоокеанского кольца.

Ритмичность эволюции присуща и более ранним этапам вулканизма, в чем можно убедиться на примере вулканических зон Дальнего Востока и Северо-Востока. Так, в Восточно-Сихотэ-Алинской складчатой зоне постгеосинклинальный верхнемеловой вулканизм [Быковская Е. В., Ротман В. К., 1961] представляет крупный вулканический цикл, а в палеогене выделяются два цикла. Для конца каждого из циклов характерны тенденция к покислению вулканитов и появление игнимбритов в это же время. В Хингано-Баджальской вулканической зоне после окончания геосинклинального режима накопления осадков в юре проявлявшийся в меловое время вулканизм также носит ритмичный характер. Ритмичность проявляется в трехкратной смене основных и средних эффузивов кислыми. Игнимбриты здесь также приурочены к кислым вулканическим породам в конце ритмов. Эволюция мелового вулканизма Охотско-Чукотского пояса укладывается в единый цикл. В ранний этап цикла (апт—альб, сеноман—турон) отложилось 85—86% объема вулканического материала преимущественно андезитового состава (60—61% от всего объема вулканитов данного этапа). В позднем сеноне и датском времени образовалась игнимбритовая группа формаций, составляющая около 10% [Белый В. Ф., 1968].

Подобная эволюция вулканизма в региональных вулканических структурах — весьма характерное явление — отмечалась в США в районе кальдеры Вэллис (Structural evolution..., 1961), в Йеллоустонском парке, а также в Италии — в районе кальдеры Больцано [Ван Беммелен, 1963]. Как и на Камчатке, здесь эволюция вулканизма имела циклический характер, а региональное игнимбритообразование наблюдалось главным образом в конце циклов.

В планетарном масштабе образование игнимбритов в общем не происходит в условиях активного геосинклинального режима, а наблюдается в орогенные периоды. Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский (1963), проведя обзор проявлений кайнозойского игнимбритового вулканизма в альпийском поясе Юго-Западной Евразии, пришли к выводам об определенных закономерностях строения и размещения игнимбритовых комплексов.



Часть их выводов полностью отражает некоторые наиболее общие особенности игнимбритового вулканизма Камчатки. Мощные извержения игнимбритов в изученной части Евразии, по мнению авторов, происходили на позднем орогенном этапе развития альпийского пояса — в течение олигоцена, неогена и антропогена. При этом в каждой области их развития они приурочиваются ко времени наиболее активных восходящих горообразовательных движений. В ряде районов альпийского пояса извержения игнимбритов сопровождались образованием вулканотектонических депрессий.

Приведенные выше материалы показывают, что игнимбриты формируются в структурах с длительным проявлением субэрального вулканизма — вулканических зонах и поясах: Охотско-Чукотский вулканический пояс, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский вулканические пояса [Апрелков С. Е., Жегалов Ю. В., 1972]. Формирование игнимбритов во времени совпадает с импульсами континентальных поднятий, как это было показано Ван Беммеленом. На Камчатке в среднем миоцене и в среднем—позднем плейстоцене игнимбриобразование происходит либо на фоне импульса поднятия [Геология СССР, 1964], либо в условиях постепенного поднятия, как это имело место в плиоцене на Южной Камчатке.

Если рассмотреть развитие цикла вулканизма в пределах определенных районов Камчатки, можно заметить, что этапы среднего—основного вулканизма явно неравнозначны на площади развития по объемам вулканитов и, вероятно, по длительности проявления. Например, если нижние члены анавгайской и алнейской серий (андезитовые и андезито-базальтовые вулканиты), времени формирования которых соответствуют анавгайский и алнейский вулканические циклы, отмечаются повсеместно в пределах Центральной вулканической зоны полуострова, то их верхние члены, представленные кислыми вулканитами и в том числе игнимбритами, развиты локально. В целом на полуострове в кайнозойских толщах относительное количество кислых вулканитов и в том числе игнимбритов значительно меньше, так как кислый вулканизм проявлялся не повсеместно, а средний — основной вулканизм начала циклов регионально.

Однако выявленный выше циклический характер вулканизма в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса лишь частично в самом общем виде отражает объективную картину эволюции магматизма. Попытки провести строгую корреляцию вулканических явлений во времени в региональном масштабе не дали положительных результатов. Например, положение игнимбритов березовской свиты на Юго-Востоке Камчатки не соответствует положению в разрезе среднемиоценовых игнимбритов севера полуострова. То же самое можно отметить в отношении плиоценовых игнимбритов и проявлений кислого вулканизма в плейстоцене [Вулканические горы. . . , 1974]. Лишь це-

ленаправленное изучение вулканизма с проведением палеовулканологических реконструкций может отразить реальный характер эволюции вулcano-структур вулканического пояса в целом и положение игнимбритообразования в этом процессе.

В дальнейшем изложение касается геологических позиций, структурного положения и петрографической характеристики игнимбритов, образующих обширные поля, благоприятные для изучения. Это среднемиоценовые, плиоценовые и плейстоценовые игнимбриты Южной и Восточной Камчатки.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ИГНИМБРИТОВ ЮЖНО-БЫСТРИНСКОГО ХРЕБТА

Среднемиоценовые игнимбриты участвуют в строении березовской свиты в бассейнах рек Паратунки, Банной и Кармычины (Южно-Быстринский хребет). Геологическое строение этого района изучалось на протяжении довольно длительного периода — с 30-х годов по 1974 г. Отдельные аспекты геологии данной территории привлекают внимание геологов и в настоящее время. Наиболее полное изучение системы Южно-Быстринского хребта, в строении которого принимает участие березовская свита, было проведено при геологическом картировании под руководством В. Н. Бондаренко и С. Е. Апрелькова в течение 1958—1962 гг. Одновременно в 1959—1960 г. участки данной площади исследовались группой, возглавляемой М. А. Фаворской [Фаворская М. А. и др., 1965].

На данной территории (рис. 2, 3) распространены образования анавгайской и алнейской серий, неогеновые интрузивные и субвулканические тела, а также комплекс более молодых вулканогенных пород. Анавгайская серия представлена вилучинской, паратунской и березовской свитами.

Олигоцен-нижнемиоценовые отложения вилучинской свиты представлены конгломератами, гравелитами, вулканомиктовыми песчаниками, алевrolитами и аргиллитами с редкими прослоями туфов и туффитов. Они вскрываются в относительно приподнятых блоках в бассейнах рек Паратунки и Саранной. Разрез свиты полностью не обнажен, поэтому взаимоотношения ее с подстилающими породами неизвестны. Вскрытая суммарная мощность составляет 2200—2500 м.

Отложения нижнемиоценовой паратунской свиты в пределах рассматриваемой территории вскрываются по рекам Паратунке, Быстрой. В составе свиты наблюдаются туфы, андезиты, андезито-базальты, туффиты, вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты. С подстилающими отложениями вилучинской свиты породы залегают согласно, с небольшим размывом, фиксирующим стратиграфический перерыв. В районе г. Петропавловска-Камчатского отложения свиты залегают на мезозой-

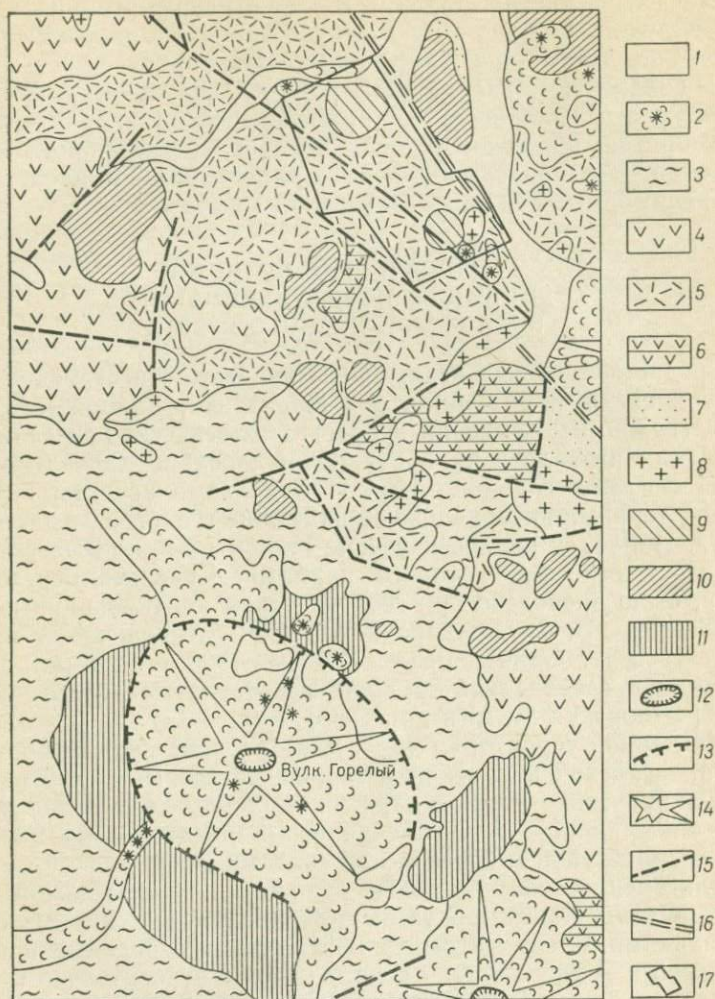


Рис. 2. Геологическая карта Южно-Быстринского хребта (истоки р. Паратунки). Составлена по материалам В. Н. Бондаренко, С. Е. Апрелькова, Ю. М. Слепова и автора.

1, 2 — верхнеплейстоценовые образования: 1 — флювиальные отложения, 2 — лавовые потоки базальтов, андезитов и центры их излияний; 3 — среднеплейстоценовые игнимбриты; 4 — верхнемиоцен-нижнеплейстоценовые базальты, андезиты, их туфы, туфобрекчин; 5 — среднемиоценовые вулканогенные образования березовской свиты: дациты, игнимбриты, андезиты, туфы кислого состава; 6 — нижнемиоценовые андезиты, туфы паратунской свиты; 7 — олигоцен-нижнемиоценовые отложения вилючинской свиты: туфогенные песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы; 8 — миоценовые интрузии гранитоидов; 9—11 — экзтрузии: 9 — среднемиоценовых липаритов, 10 — плиоценовых липаритов, 11 — плейстоценовых андезитов, андезиито-дацитов, липаритов; 12 — кратеры стратовулканов; 13 — уступ кальдеры вулкана Горелого; 14 — стратовулканы; 15 — разломы; 16 — Вилючинский линеамент; 17 — участок работ

ских образованиях. Мощность паратунской свиты составляет около 1000 м. Возраст обеих свит определяется на основании многочисленных находок остатков пеллеципод в туфогенно-осадочных отложениях свиты как в пределах рассматриваемой площади [Апрелков С. Е. и др., 1964], так и за ее пределами. Кол-

| Система     | Отдел    | Индекс                          | Свита, серия      | Мощность, м | Краткая характеристика пород                            |
|-------------|----------|---------------------------------|-------------------|-------------|---|
| Н е о г е н | Плиоцен  | N <sup>3</sup> - N <sub>2</sub> | Алнейская серия   | 600         | Базальты, андезито-базальты, агломератовые туфы         |
|             |          |                                 | Березовская свита |             |   |
|             | Миоцен   | N <sup>1</sup>                  | Паратунская свита | 1500        | Андезиты, андезито-базальты, туфы, туфогенные песчаники |
|             |          |                                 | Вилючинская свита |             |   |
| Палеоген    | Олигоцен | P <sup>3</sup> - N <sup>1</sup> |                   |             |   |

Рис. 3. Разрез кайнозойских отложений в бассейне р. Паратунки (по С. Е. Апрелкову).

лекция фаунистических остатков изучалась Л. В. Криштофович и В. М. Гладиковой.

Отложения березовской свиты (средний миоцен) располагаются в пределах Южно-Быстринского хребта (см. рис. 2) в средней и верхней частях бассейна р. Плотниковой и по ее крупным правым притокам — рекам Банной и Карымчине. На охарактеризованных выше образованиях отложения свиты залегают с

угловым несогласием. Вулканическая деятельность среднего миоцена, происходившая в условиях субконтинентального режима, обусловила резкую фаціальную изменчивость отложений, выразившуюся в образовании двух фаций — вулканогенной и вулканогенно-осадочной. Преимущественно развиты эффузивно-пирокластические отложения, представленные андезитами, андезито-дацитами, липаритами, туфами и игнимбритами.

Отложения вулканогенно-осадочной фации развиты главным образом в Южно-Быстринском хребте. Наиболее полный разрез изучен в бассейне р. Ольховой, где наблюдалось переслаивание туфогенных песчаников и алевролитов мощностью 1600 м.

Эффузивно-пирокластическая фация свиты занимает большую площадь, охватывая бассейны рек Банной, Плотниковой, Карымшины и верховья Лево́й Быстрой. Она сложена образованиями преимущественно кислого состава: игнимбритами, андезито-дацитами, дацитами и липаритовыми туфами. На большом пространстве в верхней части разреза свиты прослеживаются светло-серые, зеленовато-серые липаритовые туфы и игнимбриты, которые позволяют коррелировать разные по вещественному составу разрезы. Так, по рекам Чирельчик и Карымчина липаритовые туфы венчают разрез, представленный алевролитами, песчаниками, конгломератами, а по р. Малый Ключик — эффузивно-пирокластический разрез. На междуречье Поперечной и Карымшины кварцсодержащие игнимбриты липаритового состава завершают сложный разрез игнимбритовой толщи. В верховьях р. Поперечной в верхних частях свиты появляются андезиты и их туфы. Они переслаиваются с дацитами, местами полностью замещая их. Мощность их варьирует в пределах 250—1200 м. Возраст свиты устанавливается на основании фаунистических находок среди отложений туфогенно-осадочной фации, собранных В. Н. Бондаренко [Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н., 1965].

Верхнемиоцен-плиоценовые образования алнейской серии развиты в бассейнах рек Паратунки, Карымчины и Ольховой, где они слагают массивы Толстый Мыс, Шемедоган, Шапочка и другие, представляющие собой руины древних стратовулканов. На всех более древних отложениях они залегают с угловым несогласием. Поро́ды серии представлены базальтами, андезитобазальтами, андезитами, их туфами. Почти во всех разрезах серии преобладают пирокластические отложения. Накопление отложений происходило в субаэральных условиях. Максимальная их мощность, определенная по ряду разрезов, не превышает 500—600 м.

В тектоническом отношении территория Южно-Быстринского хребта располагается на стыке Начикинской складчато-глыбовой зоны [Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н., 1965; Апрелков С. Е., 1971] и Южно-Камчатского антиклинория [Геология СССР, 1964]. Начикинская складчато-глыбовая зона простира-

ется на юго-восток к Тихому океану. На юге зона граничит по крупному разлому с Южно-Камчатским антиклинорием.

В структурном плане Начикинской зоны решающее значение имеют два главных нарушения, которые являются линеаменами с длительной историей развития. Один из них прослеживается от северного побережья Авачинской губы на северо-запад до долины р. Быстрой и служит границей поздне меловых и палеоген-неогеновых отложений. Второй (Вилючинский) простирается параллельно первому от бухты Вилючинской до долины р. Плотниковой. Эти разломы четко выделяются по аэромагнитным и гравиметрическим данным. Они контролируются множеством даек диоритов, андезитов и альбитофиров. Вилючинский линеамент является границей Начикинской зоны и Южно-Камчатского антиклинория, а также зоной стыка этих структур, имеющих различное простираие. К Начикинской зоне непосредственно с юга примыкает субмеридиональная структура, названная Ю. М. Слеповым Мутновской антиклиналью. Она представляет собой крупную брахискладку, в своде которой вскрываются интрузии диоритов.

Зона стыка структур имеет блоковое строение. В простираии блоков не отмечается преимущественных направлений, в отличие от блоков более северной и южной структур. Относительно последних она представляет грабенообразное опускание, в котором вскрываются образования березовской свиты. Последние почти не выходят за пределы этой своеобразной крупной депрессии, которая имеет неясно выраженное северо-западное простираие и ограничена на северо-востоке Вилючинским линеаментом. Южная ее граница не ясна, так как перекрыта более молодыми вулканитами. Свита занимает бассейны рек Карымчины, Банной, верховьев р. Паратунки и Вилючи. Пространственно кислые вулканиты березовской свиты приурочиваются к зоне Вилючинского линеамента, вдоль которого происходило опускание северо-восточного края депрессии.

Изучение игнимбритов березовской свиты проводилось в верховьях р. Паратунки, на междуречье ее притоков Карамшиной и Поперечной. Березовская свита слагает здесь интенсивно расчлененные хребты Поперечный и Карамшинский. В структурном отношении этот участок непосредственно прилегает с юга к Вилючинскому линеаменту. Поле березовской свиты сложено преимущественно игнимбритами и прорывающими их экструзиями липаритов. Незначительную площадь занимают выходы туфов дацитового состава. На юго-восточном фланге участка березовская свита прорвана интрузиями гранодиорит-порфиоров. Согласно радиологическим определениям, проведенным в лаборатории ДВГУ, возраст кварцсодержащих игнимбритов р. Поперечной составляет от 7 до 26 млн. лет (15 определений), а гранодиорит-порфиоров — возможных возрастных аналогов липаритов — 14 млн. лет.

Поля экструзий липаритов ранее характеризовались как потоки дацитов и липаритов. Однако чрезвычайно большие вскрытые мощности кислых эффузивов (300—400 м) и отсутствие в них границ потоков указывают на экструзивную или интрузивную природу этих пород. Контакт экструзий с игнимбритами наблюдался по правому борту р. Карымшины. Он выражен в рельефе дуговым уступом в склоне горы, хорошо видным на аэроснимке.

На изученном участке березовская свита слагает расчлененные горные массивы, имеющие в плане овальные очертания. Центральные привершинные части их сложены экструзиями, на которых отмечаются глубокие цирки. Крутые склоны гор сложены игнимбритами. Последние имеют довольно крутое падение (20—30°) в привершинных частях гор и почти горизонтально залегают в пределах их подножий (долина р. Поперечной). Необходимо отметить, что залегание игнимбитов в северном борту долины р. Поперечной, судя по текстурным особенностям пород, совпадает с наклоном горных склонов. В рельефе местности покровы игнимбитов не образуют форм, присущих молодым плиоцен-плейстоценовым игнимбитовым полям больших площадей — плоских наклонных поверхностей с характерными мягкими склонами уступов игнимбитовых покровов. По-видимому, толща игнимбитов березовской свиты накапливалась в ходе проявлений кислого вулканизма центрального типа. Плейстоценовыми аналогами таких вулканов с игнимбитовыми покровами на склонах и в пределах подножий вулканических аппаратов и экструзиями на вершинах являются вулканы Дзензур и Купол в хребте Ивулк на Южной Камчатке [Апрелков С. Е., 1966]. Покровы игнимбитов этих вулканов при значительных мощностях не образуют крупных полей, плохо дешифрируются и нередко имеют крутые падения. Возможно, что горные массивы изометричной формы на изученном участке хребтов Карымшинского и Поперечного являются морфологически выраженными остатками таких вулканов. Большая площадь, занимаемая березовскими игнимбритами (более 1000 км<sup>2</sup>), и значительные мощности дают основание предполагать ареальный характер игнимбитового вулканизма центрального типа в Южно-Быстринском хребте.

#### ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНО-СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ И ФОРМИРОВАНИЕ ИГНИМБРИТОВ

Рассматриваемый район охватывает юг Камчатки примерно от широты р. Карымчины на севере, до мыса Лопатка на юге. В структурном плане этот участок ограничен Вилючинским линейamentом [Апрелков С. Е., 1971] и разломом по р. Карымчине

от более северных территорий, которые разделяют северо-восточные структуры юга полуострова и северо-западные структуры Начикинской горстово-глыбовой зоны\*.

С позднего неогена (примерно с позднего миоцена) эта территория не претерпела значительных вертикальных перемещений. Поэтому палеовулканологические реконструкции не вызывают здесь особых затруднений. Побережье Тихого океана (рис. 4, 5) с конца среднего миоцена представляет собой участок суши, а более западные территории находились в неустойчивых условиях прибрежно-морских низин. При относительно стабильных тектонических условиях суша нарастает в это время лишь в западном и юго-западном направлениях за счет вулканической аккумуляции. В восточной части района вулканы возникали вдали от моря, а в западной и южной вулканизм проявлялся до плейстоцена в условиях вулканических островов и полуостровов. Об этом свидетельствует наличие слоев прибрежно-морских фаций с остатками морской фауны и континентальной флоры верхнемиоцен-плиоценового возраста среди отложений вулканов Саван, Олень, вулканов Курильского озера [Шеймович В. С. и др., 1965] и Лопаткинского хребта (по данным Ю. М. Слепова).

Изучение геолого-структурных особенностей Южной Камчатки и палеовулканологический анализ ее геологического строения дают возможность не только распознать проявления разных типов вулканизма в антропогене, но также и восстановить ряд верхнеогеновых и нижнеплейстоценовых вулканических сооружений. Проведенные на основе геоморфологического и литолого-фациального анализа реконструкции плиоцен-нижнеплейстоценовых вулканов [Апрелков С. Е., 1961; Апрелков С. Е., Шеймович В. С., 1963] почти полностью подтвердились геологосъемочными работами С. Е. Апрелкова, В. Н. Бондаренко, Ю. М. Слепова, В. С. Шеймовича 1959—1973 годов.

Разделение вулканических сооружений на верхнеогеновые (алнейская серия) и нижнеплейстоценовые на Южной Камчатке имеет явно условный характер. Часть плиоценовых и эруптивных центров, по-видимому, продолжала существовать в нижнем плейстоцене и характеризовалась базальтовыми излияниями\*\*.

\* Вулканизм и структуры рассматриваемой территории характеризуются по данным среднемасштабных съемок, проведенных с 1959 по 1973 г. С. Е. Апрелковым, Ю. М. Слеповым и автором. Вулканизм антропогена и рельеф вулканов Южной Камчатки рассмотрены И. В. Мелекесцевым [1974 г.] в работе «Камчатка, Курильские и Командорские острова» серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока». Ряд выводов, касающихся выделения вулканов и их возраста, сделан им лишь на основании дешифрирования аэрофотоматериалов и не подтвердился в маршрутных исследованиях при геологической съемке. В данной работе спорные вопросы стратиграфии и вулканизма плио-плейстоцена юга Камчатки нами не затрагивались.

\*\* Выявление древних эруптивных центров проводилось в соответствии с изложенными нами ранее принципами [Апрелков С. Е., Шеймович В. С., 1964; Шеймович В. С., 1966; Апрелков С. Е., Шеймович В. С., 1968].

Возможно, отнесение покровов базальтов, венчающих древние постройки, к нижнему плейстоцену ошибочно, так как определений их возраста на Южной Камчатке не проводилось. Тем более что на юге полуострова не отмечается типичных для более северных районов «платобазальтов», отделенных значительными несогласиями от подстилающих вулканитов иного состава.

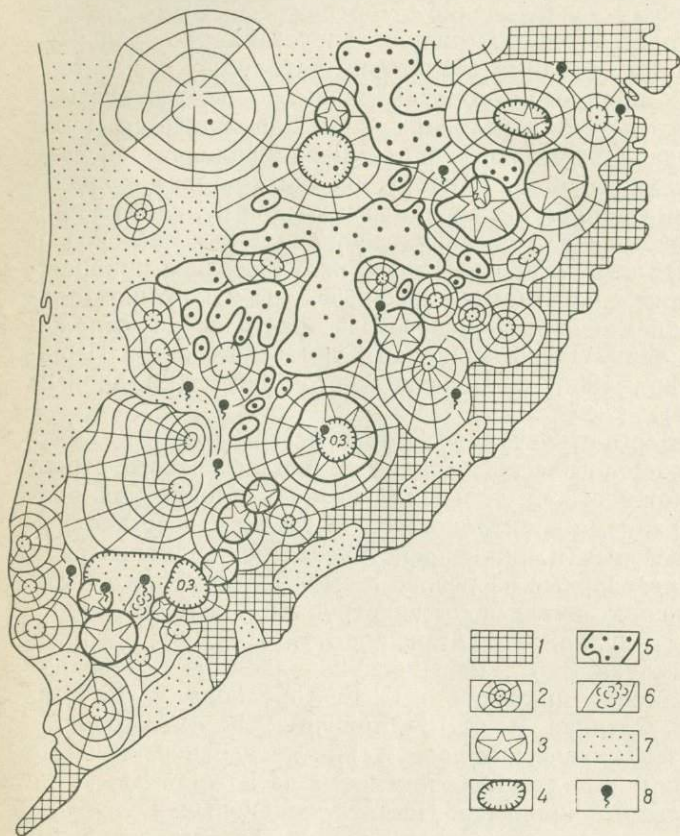


Рис. 4. Геоморфологическая схема Южной Камчатки элементами палеовулканологических реконструкций.

1 — участки денудационно-тектонического рельефа; 2 — участки аккумулятивно-денудационного рельефа древних вулканов; 3 — аккумулятивный рельеф плейстоцен-голоценовых стратовулканов; 4 — кальдеры и вулcano-тектонические депрессии; 5 — голоценовые шлаковые конусы и лавовые покровы полей ареального вулканизма; 6 — плейстоценовые экструзивные куполы; 7 — плейстоценовые аккумулятивные морские, ледниковые и флювиальные равнины; 8 — термальные источники

Имеются, однако, отдельные аппараты (например, г. Сыпучая) существенно базальтового состава, но это вулканы центрального типа. Поэтому на приведенной схеме (см. рис. 5) древние вулканы показаны без разделения по возрасту.

Сравнительный анализ данных, касающихся расположения и состава продуктов древней и современной вулканической деятельности Южной Камчатки [Шеймович В. С., 1966], приводит к следующим выводам о характере вулканизма этого района. Извержение лав андезито-базальтового состава в неогене имело место почти по всей площади Южной Камчатки. Центрами извержений являлись стратовулканы, основные параметры кото-

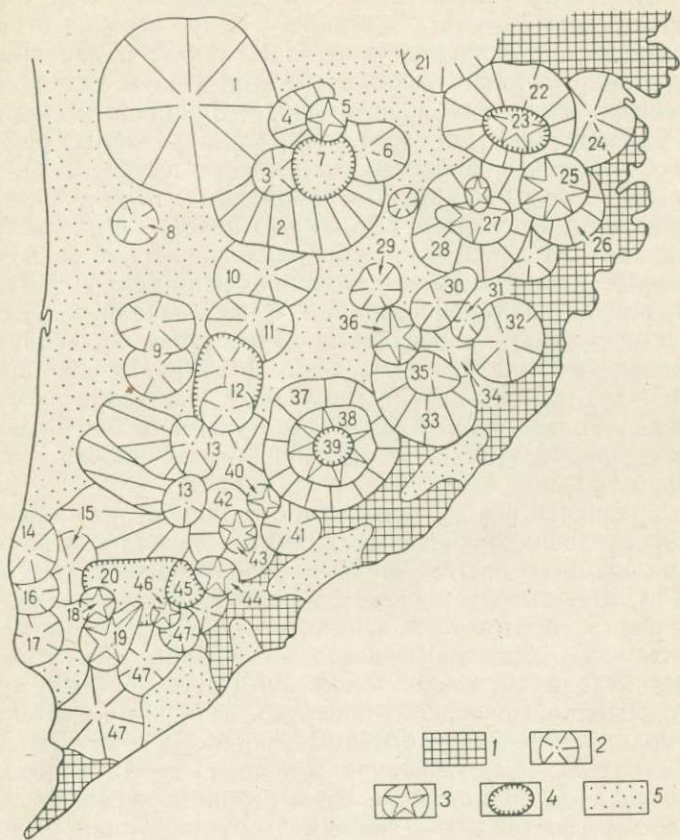


Рис. 5. Схема расположения позднекайнозойских вулканов Южной Камчатки (без голоценового ареального базальтового вулканизма).

Вулканы Западной вулканической цепи: 1 — Большая Ипелька, 2 — Древняя Опала, 3 — Удочка, 4 — Уступ, 5 — Опала, 6 — Темный, 7 — кальдера Опалы, 8 — Малая Ипелька, 9 — Большие Иголки и Вуюку, 10 — Саван, 11 — Скалистая и Хетик, 12 — горы Детника, 13 — вулканы Голыгинских гор, 14 — Явинский, 15 — Орлиное Крыло, 16 — Дед, 17 — Баба, 18 — Кошелевский, 19 — Камбальный, 20 — Паужетская вулканотектоническая депрессия. Вулканы Восточной вулканической цепи: 21 — Лев. Карымчина, 22 — Древний Горелый, 23 — Горелый, 24 — Жировской, 25 — Мутновский, 26 — Древний Мутновский, 27 — Асача, 28 — Древняя Асача, 29 — Круглый, 30 — «1012» (Федотовский), 31 — Пиратковский Пик, 32 — Острый, 33 — Ходуткинские Горы, 34 — Правая Ходутка, 35 — Сыпучий, 36 — Ходутка, 37 — Древний Ксудач, 38 — Ксудач, 39 — кальдера Ксудач, 40 — Келля (кальдера Призрак), 41 — Олень, 42 — Древний Желтовский, 43 — Желтовский, 44 — Ильинский, 45 — кальдера Курильского озера, 46 — Дикий Гребень, 47 — вулканы Лопаткинского хребта.

1 — миоценовые вулканогенные образования; 2—3 — вулканы центрального типа: 2 — верхнеэоценовые и нижнеплейстоценовые, 3 — средне-верхнеплейстоценовые и голоценовые; 4 — кальдеры и вулканотектонические депрессии; 5 — плейстоценовые морские, ледниковые и флювиальные отложения

рых (в том числе и отношение высоты к диаметру основания) вполне сравнимы с четвертичными стратовулканами. Значительную роль играл экструзивный вулканизм кислого состава, который на отдельных участках имел ареальный характер (бассейн рек Паратунки и Банной). Основным в плане верхнеэоцен-нижнеплейстоценовой вулканической зоны является закономерная приуроченность вулканических аппаратов к двум параллельным цепям северо-восточного простирания — Западной и Восточной, которые прослеживаются через весь рассматриваемый район, постепенно сближаясь к южной оконечности полуострова. В Западной цепи можно выделить субмеридиональную дополнительную цепь (Бол. Ипелька — Иголки). В целом же палеоструктура представляла собой две субпараллельные островные цепи, разделенные проливом или глубоко вдающимся в сушу заливом северо-восточного простирания. Существование структурного трога на южной оконечности полуострова предполагалось В. В. Аверьевым и А. Е. Святловским [1961]. Морские проливы разделяли и отдельные группы вулканов. На севере рассматриваемой площади, севернее рек Карымчины и Асачи, вулканические цепи прослеживались уже на фундаменте больших островов или полуостровов.

При сравнении реконструированного палеовулканологического плана с гравиметрическими данными отмечается ряд определенных закономерностей. Перегиб поверхности М, выделенный ранее Г. С. Штейнбергом [1966], можно трактовать как глубинный сквозьмантийный разлом, к которому приурочены вулканы четвертичного наложенного пояса на Южной Камчатке. Этот разлом контролирует также положение Восточной цепи древних вулканов. Подобный перегиб поверхности М, но более сложной конфигурации вследствие большей мощности коры, отмечается и под Западной цепью древних вулканов. Таким образом, наблюдаются две параллельные зоны глубинных разломов, один из которых — восточный — является магмоконтролирующим до настоящего времени. Ряд древних центров (массив Голыгинских гор, хребты Явинский, Бол. Ипелька и др.) характеризуется локальными положительными гравиметрическими максимумами.

Из анализа палеовулканологической структурной схемы (см. рис. 5) можно заключить, что современный гравиметрический план юга Камчатки был обусловлен геотектоникой конца неогена и начала антропогена. Поверхность М при общем погружении с востока на запад имеет два перегиба и сопрягающую их площадку. Положение вулканических цепей в вулканическом поясе Южной Камчатки контролируется глубинными разломами, проходящими в мантию, которые фиксируются перегибами поверхности М. Межвулканическая впадина шириной 10—20 км совпадает в плане с площадкой, сопрягающей крутые склоны поверхности М.

Возникшие во второй половине плейстоцена и в голоцене андезито-базальтовые стратовулканы: Мутновский, Горелый, Асача, Ходутка, Ксудач, Желтовский, Ильинский, Камбальный на востоке и Кошелевский и Опала — на западе локализуются уже в пределах указанных вулканических цепей, наследуя центры более древних извержений. Пространственная унаследованность антропогенных вулканических проявлений объясняется длительным существованием региональных магмопроводящих глубинных нарушений. По-видимому, для юга полуострова неправомерно говорить о Восточном наложенном вулканическом поясе [Геология СССР, 1964], так как подавляющая часть плейстоценовых вулканов прямо наследует более древние эруптивные центры.

С доголоценовым вулканическим планом не согласуется лишь положение Южно-Камчатской зоны ареального вулканизма [Шеймович В. С., Штейнберг Г. С., 1973]. Субмеридиональное распространение этой зоны ограничено региональными разломами запад-северо-западного простираения. Заложение этой зоны, которая, действительно, является «наложенной», связано, вероятно, с новейшими расколами земной коры, обусловленными горизонтальными перемещениями крупных тектонических блоков.

К структурам второго порядка в рассматриваемом вулканическом поясе относятся локальные вулcano-тектонические структуры (рис. 6), в которые объединяются эруптивные аппараты, характеризующиеся общностью пространственного сонахождения, тектонического положения, геологического развития, общностью направленности эволюции химизма продуктов извержений, вулcano-тектонических процессов и форм. В тех случаях, когда вулcano-структура имеет длительное развитие, она охватывает многочисленные постройки, относящиеся к различным этапам развития структуры (поливулканическая структура). В отдельных случаях к локальным структурам могут быть отнесены единичные крупные аппараты. Развитие таких структур, как правило, кратковременно.

К вулcano-тектоническим структурам Западной вулканической цепи относятся структуры Бол. Ипелька, Опалинская, Бол. Иголки-Вукую, горы Детинка. В Восточной цепи можно выделить с севера на юг Гореловскую, Мутновскую, Асачинскую, Ходуткинскую, Ксудачскую вулcano-структуры. На южной оконечности полуострова, там, где цепи сближаются, формируется громадная вулcano-тектоническая структура — Южно-Камчатская. Часть из перечисленных структур (Бол. Ипелька, Иголки-Вукую, горы Детинка) не прошла в позднем кайнозое этап кальдерообразования. Остальные же представляют собой полистадийные и поливулканические вулcano-тектонические структуры, для которых весьма характерен этап кальдерообразования с извержением кислых вулканитов больших объемов, в

том числе и игнимбритов. Для выяснения места и роли кислото вулканизма в процессе формирования вулкано-структур рассмотрим их строение и эволюцию.

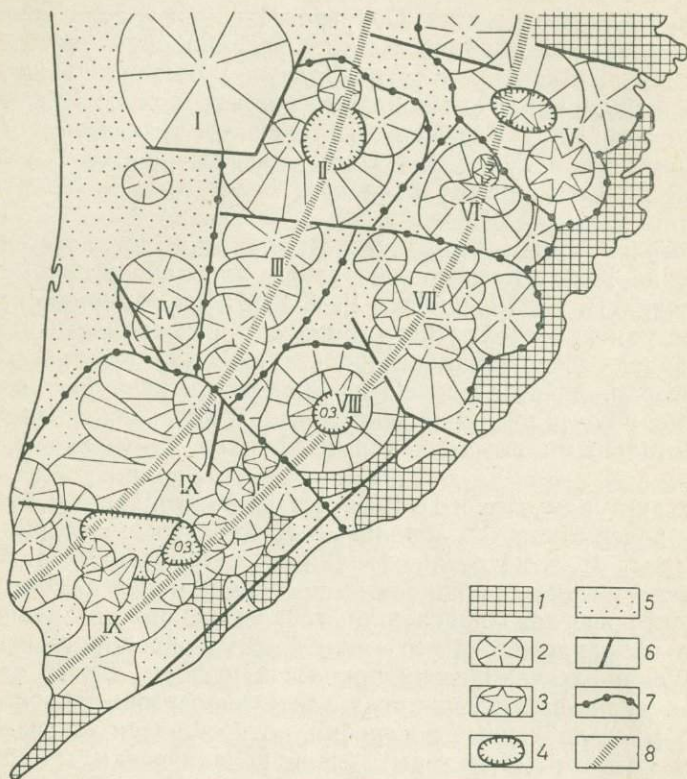


Рис. 6. Схема расположения локальных вулкано-тектонических структур Южной Камчатки.

Структуры Западной вулканической цепи: I — Большая Ипелька, II — Опалинская, III — Детинка, IV — Большие Иголки—Вукую. Структуры Восточной вулканической цепи: V — Гореловская, VI — Асачинская, VII — Ходуткинская, VIII — Ксудачская, IX — Южно-Камчатская.

1—5 — те же, что и к рис. 5. 6 — крупные тектонические нарушения; 7 — границы локальных вулкано-тектонических структур; 8 — высокоградиентные линейные зоны силы тяжести, контролирующие магмопроводящие разломы

**Западная вулканическая цепь.** Вулкано-структура Бол. Ипелька представляет собой громадный щитовой базальтовый вулкан, диаметр которого равен 40—45 км, современная относительная высота составляет 700—1000 м. Подстилающие образования не обнажены. Границами вулкано-структуры являются разломы, ограничивающие вулкан в зоне подножия. На глубинное ограничение структуры указывает зона понижен-

ных значений силы тяжести, окружающая положительную аномалию в центре вулкана, отрицательные аномалии  $\Delta T_a$  также приурочены к подножию вулкана. Вулкан не прошел стадию крупных извержений кислых продуктов, хотя для времени окончания его деятельности было характерно внедрение небольших экструзий и даек андезитов и андезито-дацитов, составляющих незначительную часть от объема вулкана (доли процента).

Опалинская вулкано-структура, расположенная непосредственно к юго-востоку от структуры Бол. Ипелька, имела многоэтапное развитие и образована группой разновозрастных вулканов от нижнеплейстоценовых до голоценовых. Непосредственным фундаментом для этой структуры являются вулканогенно-осадочные отложения, содержащие флору и фауну кавранской серии (поздний миоцен — плиоцен). Наиболее древний элемент структуры — щитовой базальтовый вулкан Древняя Опала. Его фрагменты (участки «платобазальтов») встречены на площади около 300 км<sup>2</sup>. Палеомагнитные определения в обрыве плато горы Утес Каменистый не обнаружили следов обратной намагниченности, что подтверждает наше предположение о плейстоценовом возрасте наиболее древних эффузивов Опалинской структуры. На северо-западном секторе Древней Опалы находятся андезитовые сооружения — стратовулканы Удочка и Уступ. Северо-восточным членом этой вулканической группы является стратовулкан Темный. Это базальтовый вулкан, завершивший свою деятельность внедрением многочисленных экструзий среднего и кислого состава. Размеры стратовулканов невелики, их диаметр не более 15 км. По сохранности первичных форм и взаимоотношению с позднеплейстоценовыми ледниковыми образованиями время их деятельности с большой долей условности может быть отнесено к среднему плейстоцену. Следы длительного перерыва между деятельностью щитового вулкана и более молодых стратовулканов отметить не удалось, поэтому формирование всей группы вулканов мы рассматриваем как проявление первого этапа в развитии Опалинской вулкано-структуры.

Ко второму этапу как вулканической деятельности, так и формирования структуры следует отнести кальдерообразование. В кальдерную депрессию диаметром 10×12 км была вовлечена центральная часть вулканической группы. Ее обрывы секут вулканические постройки Древнюю Опалу, Уступ, Темный. Высота обрывов от 200 до 400 м. Истинная амплитуда вертикального перемещения внутрикальдерного блока неизвестна. Депрессия заполнена рыхлыми отложениями голоценового возраста. Время возникновения кальдеры, таким образом, можно отнести к среднему плейстоцену — голоцену.

Склоны плейстоценовых аппаратов перекрыты ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, среди которых наблюдается пласт пеплово-пемзового материала. По макроструктурным

особенностям этот материал может быть идентифицирован как отложения пирокластических потоков. Мощность этих отложений колеблется от нескольких метров до 30—60 м. На участках с большой мощностью они имеют призматическую вертикальную отдельность, по которой местами развиваются формы выветривания типа земляных пирамид. Наибольшая мощность отмечается на периферии группы плейстоценовых вулканов в бассейне р. Ковач и руч. Озерного. Состав отложений липарито-дацитовый. Они распространены на площади около 1000 км<sup>2</sup>. Большая их часть была смыта флювиогляциальными потоками (водно-ледниковые отложения по рекам Саван и Опала содержат большую примесь пемзового песка и обломков пемзы) сразу после их отложения, и сохранились они лишь там, где были перекрыты водно-ледниковыми галечниками. Нередко эти кислые вулканы залегают на ледниковых отложениях, которые не содержат кислых продуктов в виде обломков пемзы и пемзового песка, но чаще встречаются в составе флювиогляциальных галечников, перекрывающих морену позднеплейстоценового оледенения.

Таким образом, извержение пирокластических потоков следует относить к концу позднего плейстоцена. Возраст же надморенных доголоценовых образований южной части Западно-Камчатской низменности, по абсолютным датировкам, составляет 31—34 тыс. лет [Каплин П. А. и др., 1972]. Местом извержения пирокластических потоков, судя по их пространственному положению, являлась зона, занятая кальдерой.

Геологические данные по ряду кальдер мира [Смит Р. Л. 1963; Устиев Е. К., 1961] свидетельствуют о взаимосвязи кальдерообразования и извержений кислых пирокластических потоков больших объемов. В связи с этим изложенные факты позволяют сопоставить кальдерообразование и процесс извержения пеплово-пемзового материала в бассейне р. Опалы. По возрасту пемзово-пеплового материала можно уточнить время образования кальдеры, которая была сформирована после значительного перерыва в вулканической деятельности в пределах Опалинской структуры. Перерыв занял промежуток времени от среднего до позднего плейстоцена.

Третий крупный этап в формировании структуры — этап посткальдерного голоценового вулканизма. В это время на северном шве кальдеры вблизи центра разрушенного при кальдерном обрушении вулкана Уступ возник стратовулкан Опала. Продукты его извержений дифференцированы от базальтов до липаритов. На дне кальдеры сформировались небольшие экстрезивные вулканчики андезитового состава, лавовые потоки которых перекрыли современные пойменные и озерные отложения. В восточный борт кальдеры внедрились липаритовые экстрезии.

В развитии Опалинской структуры можно выделить два гомодромных вулканических цикла. Один из них плейстоценовый,

завершенный кальдерообразованием, и более поздний — голоценовый, относительно которого можно заметить, что в голоцене, по-видимому, продолжается деятельность раннего цикла (внедрение внутрикальдерных экструзий липаритов и андезитов), однако формирование вулкана Опала, начавшееся с извержений андезито-базальтовых лав [Маренина Т. Ю., 1960] может быть началом нового цикла в развитии вулcano-тектонической структуры. Андезито-дацитовый состав более поздних продуктов Опалы, возможно, является результатом наложения двух гетерогенных процессов, связанных с магматическими очагами разных глубин. В целом структура имеет разломное ограничение. Крупные разрывы по р. Саван — на юге, по р. Удочке — на западе, по р. Толмачевой и Правой Опале ограничивают в плане многоугольник Опалинской вулcano-тектонической структуры.

Вулcano-структура Бол. Иголки-Вуюю состоит из двух смежных андезито-базальтовых вулканов. В плане структура изометрична, ее диаметр равен 20—25 км. В Западной вулканической цепи она, как и структура Бол. Ипелька, занимает крайнее западное положение. От линейной структуры гор Детинка она отделена меридиональным разломом по р. Хетик, с севера ограничена разрывом по р. Саван, а с юга по р. Голыгина. Возраст вулканов, формирующих структуру, принят по косвенным данным (морфологии, степени диагенетических преобразований вулканитов) как плиоценовый. Породы фундамента не обнажены. Разрезы вулканов имеют эффузивно-пирокластический характер. В глубоких эрозионных врезках обнажаются внутривулканические интрузии и дайковые питающие системы. На поздних стадиях деятельности этих вулканов внедрились экструзии андезитов, пики которых и обусловили название Большие Иголки.

Вулcano-структура гор Детинка охватывает меридиональное звено смежных стратовулканов (с севера на юг): Саван, Хетик, Скалистая и сдвоенный вулкан горы Детинка. Длина вулканического звена около 60 км, ширина 15—20 км. Состав пород дифференцирован от базальтов до андезито-базальтов. Параметры всех вулканов примерно одинаковы. Диаметр каждого из них равен 15—20 км. Возраст вулканов неодинаков. В вулcanoгенно-осадочных фациях вулкана Саван обнаружены остатки верхнемиоцен-плиоценовых пелеципод. Расположенные непосредственно южнее Савана вулканы Хетик и Скалистая имеют сходную с ним морфологию (постройки разрушены и дислоцированы тектоническим движением). Горы Детинка характеризуются лучшей сохранностью первичных вулканических форм и датируются условно плио-плейстоценом. Они расположены в вулcano-тектонической депрессии, имеющей форму вытянутого, согласно структуре в целом, овала с диаметром 25×15 км. Тектонические швы депрессии по р. Кузанек отделяют горы Детинка от вулкана Скалистая — на севере и от вулка-

на Вукую — на западе. Амплитуда перемещения опущенного блока не менее первых сотен метров. Вдоль разлома породы брекчированы и гидротермально изменены. Пирокластических продуктов, связанных с этой депрессией, мы не обнаружили. По-видимому, ее образование не связано с коллапсом и имело характер постепенного оседания.

**Восточная вулканическая цепь.** Гореловская вулкано-тектоническая структура расположена на севере вулканической цепи. Северной ее границей являются разломы по рекам Карымчина и Вилюча. На юге она граничит с Асачинской вулкано-структурой по разлому р. Опала.

Гореловская структура формировалась с конца миоцена. Фундаментом для нее служат образования анавгайской серии: вулканогенно-осадочные отложения вилючинской свиты (олигоцен-ранний миоцен), эффузивно-пирокластические породы андезитового состава паратунской свиты (ранний миоцен) и кислые вулканы березовской свиты (средний миоцен).

Из-за интенсивных проявлений вулканизма в антропогене начальные стадии развития структуры в деталях неясны. В позднем миоцене на эродированной поверхности субстрата, сложенного дислоцированными образованиями анавгайской серии, возникают крупные стратовулканы Карымчинский и Жировской (см. рис. 2, 5). Они образуются в субэральных условиях, о чем свидетельствует наблюдавшийся контакт алнейской серии и паратунской свиты на берегу Тихого океана в обрывах бухты Жировой, где на поверхности, срезающей паратунскую свиту и вертикальные дайки, ее прорывающие, залегают косо-слоистые пески, галечники, конгломераты, перекрытые лавобрекчиями базальтов и агломератовыми туфами вулкана Жировского. Стратовулканы Жировской и Карымчинский обладали большой эксплозивностью (коэффициент эксплозивности для них составляет более 50); их диаметр превышает 15 км. Время деятельности охватывает период от позднего миоцена до раннего плейстоцена, она завершается излияниями базальтов, бронирующих склоны аппаратов.

В южной части Гореловского структурного блока непосредственно во вскрытом основании наиболее древние породы представлены горизонтом липаритовых игнимбритов и дацитов, возраст которых мы условно считаем плиоценовым. Их мощность в истоках р. Опалы достигает 300 м. Горизонт прослежен с востока на запад по выходам в бортах рек Лево́й и Средней Опалы на 30 км. Центр извержения игнимбритов неизвестен и предполагается в зоне, занятой плейстоценовыми вулканами Горелым и Асачей.

Игнимбриты перекрыты андезито-базальтами щитового вулкана, который мы назвали Древний Горелый. Его реликты в виде фрагментов периклинально расположенных эффузивных плато позволяют реконструировать постройку с центром в зоне

современного вулкана Горелого. Мощность базальтов, возраст которых мы считаем раннеплейстоценовым, достигает 600 м, диаметр щитового вулкана около 20 км.

Нижнеплейстоценовые лавы «затоплены» перекрывающими их игнимбритами и в меньшей степени пемзами, которые слагают покров площадью более 500 км<sup>2</sup>, имеющий периклинальное залегание. Игнимбриты вложены в эрозионные формы, вырабатанные на щитовом вулкане. Редкие реликты базальтового фундамента возвышаются над западным склоном поля игнимбритов. На вершине игнимбритового щита наблюдается овальная кальдера с диаметрами 12 и 13 км; овал ориентирован в северо-западном направлении. Кальдера заполнена базальтовыми потоками вулкана Горелого. Высота ее стен колеблется от десятков до первых сотен метров. Стены кальдеры образованы экструзивными андезитами и дацитами, которые наряду с игнимбритами, принадлежат кальдерному магматическому комплексу. Мощность игнимбритов увеличивается в направлении от кальдеры от нескольких метров у ее бровки до 300 м у внешних границ игнимбритового поля.

Прикальдерные экструзии дифференцированы от андезитов до липаритов. Взаимоотношение их с игнимбритами двоякое: часть из них перекрыта игнимбритами, а другая часть прорывает их. Процесс образования игнимбритов, по-видимому, происходил быстрее, чем становление экструзий. Объем игнимбритов превышает 100 км<sup>3</sup>. Подобные мощности и объемы покровов, по мнению Р. Д. Смита, связаны с предкальдерными оседаниями и кальдерными обрушениями. Ассоциация пород (игнимбриты и экструзии) и кальдеры представляет собой естественную парагенетическую ассоциацию. Образование кальдеры и прикальдерного комплекса пород происходило в среднем плейстоцене, что устанавливается по условиям залегания игнимбритового покрова. Игнимбриты перекрывают нижнеплейстоценовые эффузивы и подстилают доледниковую постройку вулкана Мутновского.

Таким образом, в Гореловской структуре этапность доплейстоценовой вулканической деятельности осталась в значительной мере невыясненной. Ясно только, что для части вулканов позднемiocен-раннеплейстоценовый период представляет один этап. В то же время наличие мощного и протяженного горизонта кислых вулканитов под нижнеплейстоценовым щитовым аппаратом Древний Горелый свидетельствует о том, что здесь могло иметь место не менее трех этапов развития вулкано-структуры в период, предшествовавший среднему плейстоцену. Следующий этап формирования структуры (послекальдерный) охватывает время от среднего плейстоцена до голоцена включительно. Это этап формирования стратовулканов Мутновского и Горелого.

В многоэтапной эволюции Гореловской структуры можно выделить три гомодромных цикла: наиболее ранний доплейстоценовый, второй ранне-среднеплейстоценовый и третий незавершенный — среднеплейстоцен-голоценовый. Игнимбриты формировались в конце циклов.

Асачинская вулcano-тектоническая структура в морфологическом отношении представляет собой единый горный массив. Она не является поливулканической в том смысле, в котором представляется, например, Опалинская структура, образованная группой одновременно и последовательно действующих вулканов. Асачинская структура образована лишь последовательно действовавшими вулканическими постройками, отделенными друг от друга эрозионными перерывами. Центры их извержения наследуются (см. рис. 5, 6). Вулканический массив сложен нижнеплейстоценовым щитовым вулканом Древняя Асача (абсолютная высота 1730 м), средне-верхнеплейстоценовым вулканом Асача (горы Асача и Желтая) и верхнеплейстоценовым вулканом гора Туманов. Кроме того по обрамлению и на склонах вулcano-структуры в голоцене активно проявились базальтовые излияния, связанные с ареальным вулканизмом, не имеющие, по-видимому, отношения к андезитовому очагу Асачи.

Доплейстоценовая часть структуры почти не вскрыта. У южного и юго-восточного основания Асачинского массива в хр. Пемзовом выше отложений паратунской свиты вскрывается пласт липаритовых игнимбритов (видимая мощность около 10 м), перекрытый лавовыми потоками андезитов общей мощностью 200 м. Эти образования, отнесенные нами к верхнемиоцен-плиоценовой алнейской серии, прорваны сингенетическими субвулканическими телами диоритовых порфиритов, андезитов и дацитов. Субвулканические тела гидротермально изменены, сульфидизированы. Доплейстоценовые вулканические центры Асачинской структуры не выявлены.

Первый, плейстоценовый этап становления структуры охватывает время формирования базальтового щитового вулкана диаметром более 30 км и относительной высотой более 1500 м. Возраст вулкана устанавливается условно, на основании морфологического и петрографического сходства с подобными датированными образованиями. Становлением вулкана Асача представлен второй этап формирования структуры. Это андезитовый стратовулкан, сложенный переслаивающимися пластами андезитов и агломератовых туфов. На склонах вулкана наблюдаются многочисленные экзтрузии дацитов и липаритов, которые внедрились в заключительную стадию его деятельности. Центральная часть стратовулкана занимает эрозионную кальдеру на вершине щитовой постройки Древняя Асача. Экзтрузивные фации вулкана местами претерпели гидротермальные

изменения и пронизаны прожилками кварц-карбонатного состава.

Вулкан горы Туманов, сформировавшийся в позднейший этап вулканизма, насажен на вулкан Асача. Он представляет собой андезитовый лавовый купол; его потоки перекрывают северные склоны вулкана Асача. Вулкан обработан верхнеплейстоценовым ледником.

Асачинская вулcano-структура, несмотря на длительную эволюцию в плейстоцене, не прошла через стадию кальдерообразования и представляет собой телескопированную систему вулканов центрального типа. Она сформирована в результате единого вулcano-магматического в целом гомодромного цикла.

Ходуткинская вулcano-тектоническая структура объединяет многочисленные разновозрастные сооружения, образованные в результате многоэтапной вулканической деятельности. Наиболее древняя часть структуры представлена эффузивно-пирокластическими породами андезито-базальтового состава, относящимися к алнейской серии, которые обнажаются по р. Порожистой (приток р. Прав. Ходутки) и в истоках р. Кривульки (первый этап). Эти породы повсеместно перекрыты горизонтом дацитовых игнимбритов (второй этап). Вулканические центры доигнимбритового этапа не установлены. Мощность игнимбритов от 20 до 100 м. Они распространены на площади около 300 км<sup>2</sup>. Горизонт игнимбритов перекрыт эффузивно-пирокластическими образованиями морфологически выраженных базальтовых стратовулканов алнейской серии (третий этап): Правая Ходутка и Ходуткинские горы. Диаметр основания построек колеблется от 20 до 30 км, современная относительная высота горных массивов около 1000 м. К четвертому этапу развития вулcano-структуры относится время формирования базальтового щитового вулкана горы Сыпучая. Конгломераты в основании его базальтовых потоков свидетельствуют о перерыве вулканической аккумуляции в конце плиоцена или плейстоцене. В раннем — среднем плейстоцене (пятый этап) на севере структуры образуется субширотное звено стратовулканов андезитового в целом состава: вулкан горы Круглая, Высота 1012, Пиратковский Пик. Это сравнительно небольшие постройки диаметром около 10 км. Состав их продуктов дифференцирован от андезито-базальтов (продукты начала деятельности) до дацитов и липаритов (игнимбриты, связанные с извержениями центрального типа, и экструзии вулканов Высота 1012 и Пиратковский Пик).

В последующий (шестой этап) в среднем плейстоцене произошла частичная перестройка структуры с образованием тектонической кольцевой депрессии в бассейне р. Прав. Ходутка. Она расположена эксцентрично по отношению ко всей структуре, на западном ее фланге. Диаметр депрессии около 10 км.

С ее формированием не связывается образование определенных магматических масс.

В позднейший этап (седьмой) образовался голоценовый стратовулкан Ходутка. Состав его вулканитов в целом базальтовый и андезито-базальтовый, хотя извергался также и резко контрастный липаритовый материал (продукты эксплозий побочных кратеров и экструзии).

В результате длительной вулканической деятельности сформировалась компактная вулканическая группа размером в плане около  $35 \times 50$  км, имеющая довольно четкое тектоническое ограничение: на востоке крупный разлом по р. Лев. Ходутка, на севере — разлом по р. Асача, на юге — по р. Ходутка. Западное ограничение структуры «замаскировано» голоценовым ареальным вулканизмом. В пределах структуры насчитывается семь выраженных морфологически вулканических построек разной степени сохранности: Прав. Ходутка, Ходуткинские, Сыпучая, Высота 1012, Круглая, Пиратковский Пик, Ходутка с Приемышем. Поле Ходуткинской вулкано-тектонической структуры выделяется положительными аномалиями силы тяжести и  $\Delta T_a$ .

В выделенные в развитии структуры семь этапов укладываются четыре гомодромных вулканических цикла: 1) ранне-позднемиоценовый, закончившийся образованием горизонта игнимбритов; 2) плиоценовый — не заверченный, включающий образования базальтовых стратовулканов; 3) ранне-среднеплейстоценовый, заверченный, характеризующийся становлением базальтовых и андезитовых вулканов; 4) голоценовый. Лишь первый и третий из указанных циклов имеют естественное завершение в виде формирования кислых вулканитов — игнимбритов и экструзий.

Вулкано-тектоническая структура Ксудач во многих отношениях подобна плейстоценовой части Асачинской структуры. Она не является многовыходной поливулканической группой, а представляет собой многостадийную телескопированную структуру, прерывисто развивающуюся с раннего плейстоцена, каждому этапу которой соответствует образование лишь одного аппарата. Непосредственным фундаментом структуры являются вулканогенно-осадочные отложения алнейской серии, обнажающиеся лишь в самых глубоких врезках по р. Ходутка [Шеймович В. С., 1966]. Структура Ксудач имеет ясно выраженное тектоническое ограничение с юга и с севера. На юге она отделена разломом по р. Вестник от Южно-Камчатской вулкано-тектонической структуры, на севере — разлом р. Ходутки отделяет ее от Ходуткинской структуры.

Первый этап вулканической деятельности в пределах структуры знаменуется образованием щитового вулкана Древний Ксудач. Диаметр его около 30 км, мощность базальтового щита более 200 м. Предположительно в среднем плейстоцене на фун-

даменте щитового вулкана возникает андезито-базальтовый стратовулкан Ксудач (второй этап). В период позднеплейстоценового горно-долинного оледенения постройка была обезглавлена серией мощных взрывов с извержением большого количества пемзового материала дацитового состава. Образовалась кальдера диаметром 6 км, глубиной более 600 м. Кальдерный комплекс представлен андезитовыми экструзиями на дне кальдеры и пемзовыми отложениями, в значительной мере переотложенными талыми ледниковыми водами. Среди кальдерных отложений встречены игнимбриты, как внутри кальдеры, так и за ее пределами на склонах Ходуткинских гор. Из-за плохой обнаженности формы и размеры покрова остались невыясненными. В голоцене внутри кальдеры возникает невысокий вулкан с кратером Штюбеля. С его деятельностью унаследованно связаны эксплозивные извержения пемзового материала, в том числе и грандиозное извержение 1907 года.

Развитие Ксудачской вулcano-структуры в целом моноциклично. По крайней мере, у нас нет данных о завершении раннеплейстоценового цикла извержениями кислых вулканитов и кальдерообразованием, как это имело место на Гореловской структуре в среднем плейстоцене. В Ксудачской структуре деятельность базальтового щитового вулкана была продолжена активностью андезито-базальтового вулкана Ксудач, в настоящее время находящегося в послекальдерной стадии развития. С формированием структуры, видимо, связано возникновение компенсационной депрессии, опоясывающей ее с запада (рис. 7).

Южно-Камчатская вулcano-тектоническая структура расположена на южной оконечности полуострова. От более северных территорий блок вулcano-структуры отделен региональным нарушением северо-западного простирания, проходящим по р. Вестник и по р. Голыгино (см. рис. 6, 7). Разлом фиксируется в поле силы тяжести северо-западной зоной повышенных градиентов  $\Delta g$ . На этом участке полуострова две региональные цепи позднекайнозойских вулканов максимально сближены, особенно в северной части структуры. Западная цепь представлена здесь вулканическим нагорьем Голыгинских гор (вулканы Дуксинауч, Кошегочек, Орлиное Крыло и др.), вулканами Явинским, Древним Кошелевским, Дед, Баба, Кошелевским. В восточную часть входят Древний Желтовский, Желтовский, Ильинский, Келля, древние вулканы района Курильского озера и Лопаткинского хребта, вулкан Камбальный. В целом на всей рассматриваемой части полуострова, за исключением крайнего юга, руины древних вулканов образуют единый горный массив. В вулcano-структурном отношении это единая структура, развитие которой в основном завершилось в один из этапов формирования крупнейшей на Камчатке Паужетской депрессии, наложившейся на постройки как Западной, так и Восточной вулканических цепей [Шеймович В. С., 1974].

В фундаменте структуры залегают образования анавгайской серии, представленной на рассматриваемой территории вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами паратунской

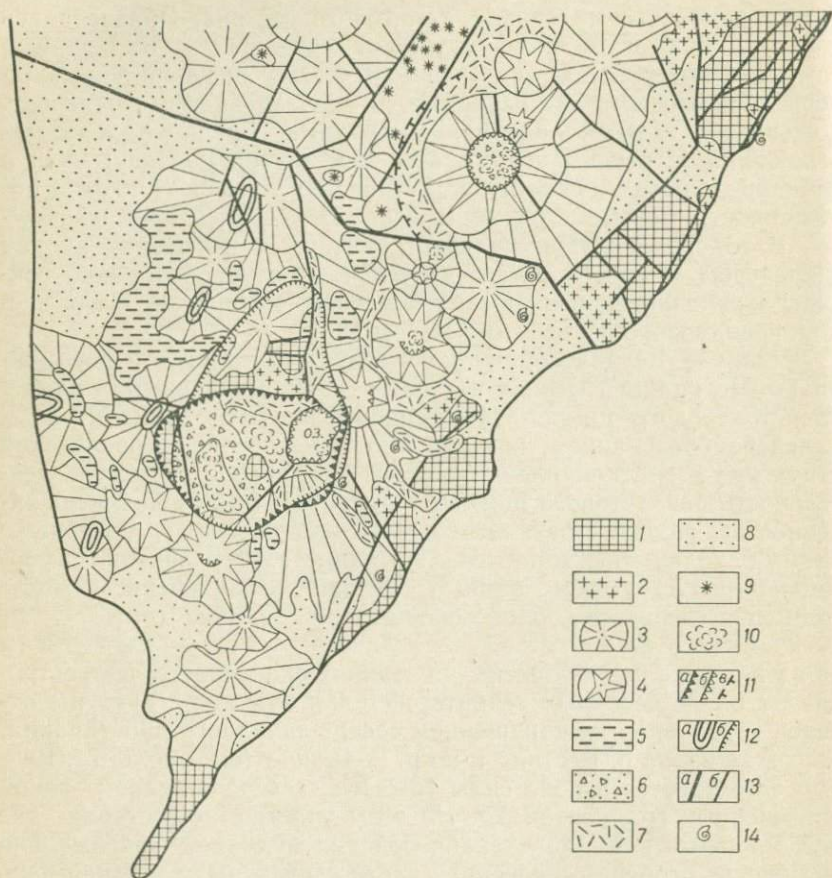


Рис. 7. Южно-Камчатская вулканотектоническая структура (вулканоструктурная схема).

1—2 — раннеэоценовые образования: 1 — вулканогенно-осадочные, 2 — интрузивные; 3—10 — позднекайнозойские (верхнемiocен-антропогенные) образования: 3 — позднеэоценовые и нижнеплейстоценовые вулканические аппараты, 4 — среднеплейстоцен—голоценовые стратовулканы, 5 — игнимбриты гольтгинского горизонта (плиоцен?), 6 — антропогенные вулканогенно-осадочные отложения, 7 — голоценовые пемзокластические отложения, 8 — антропогенные морские, флювиальные и ледниковые отложения, 9 — голоценовые шлаковые конусы, 10 — антропогенные экструзии; 11 — вулканотектонические депрессии: а — уступы Паужетской депрессии, б — уступы взрывных кальдер, в — изостатическая депрессия; 12 — гравитационные аномалии: а — максимумы, б — минимумы; 13 — разломы: а — региональные нарушения, б — разрывы; 14 — места сбора органических остатков в образованиях подножий позднеэоценовых вулканов

свиты: андезитами, туфобрекчиями, туффитами и туфоконгломератами (рис. 8). На побережье Тихого океана у мыса Филюшова в псефитовых туфах нами обнаружены остатки фауны

пеллеципод ранне-среднемиоценового возраста. Породы смяты в пологие складки, зеленокаменно изменены.

Морфология и состав продуктов позднекайнозойских вулканов Южно-Камчатской структуры описаны ранее [Шеймович В. С., 1966; Паужетская вулcano-тектоническая струк-

| Система  |            | Отдел                                       |                                | Индекс           |  | Свита, серия, горизонт |  | Мощность, м   |          | Краткая характеристика пород |  |
|----------|------------|---|--------------------------------|------------------|--|------------------------|--|---|----------|------------------------------|--|
| Кайнозой | Антропоген | Нижний плейстоцен                           | Q <sub>1</sub>                 |                  |  |                        |  | 400   | Базальты |                              |  |
|          |            |   | N <sub>2</sub> -Q <sub>1</sub> | Паужетская свита |  |                        | 500  | Туфы, туффиты кислого состава, агломератовые туфы андезитов |          |                              |  |
|          | Плиоцен    | N <sub>2</sub>                              | Гольгинский гор.               |                  |  | 300                    | Игнимбриты   |   |          |                              |  |
|          |            | N <sub>1</sub> <sup>3</sup> -N <sub>2</sub> | Алнейская серия                |                  |  | 750                    | Базальты, андезито-базальты, агломератовые туфы, псефосаммитовые туфы, туффиты |   |          |                              |  |
|          | Миоцен     | N <sub>1</sub> <sup>1</sup>                 | Паратунская свита              |                  |  | 800                    | Андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, их туфы, туффиты                 |   |          |                              |  |

Рис. 8. Разрез кайнозойских отложений в бассейне р. Озерной на Южной Камчатке

тура... 1974]. Остановимся лишь на эволюции структуры с конца миоцена, так как нам не известен вулканический план более раннего возраста.

В верхнем миоцене возникают аппараты центрального типа, представляющие в начале своей активности вулканические острова. Обнаруженные в ряде мест вулканогенно-осадочные отложения в фациях вулканических центров района Курильского озера и Лопаткинского хребта содержат остатки морской фауны пеллеципод и гастропод. При дальнейшем развитии вулканизма и росте островов происходит их слияние и формируется значительный по площади участок суши. Состав вулкани-

тов преимущественно базальтовый. Характер разрезов вулканов — эффузивно-пирокластический. Помимо четко выраженного северо-восточного плана, обусловленного двуцепочечным строением структуры, в расположении вулканов можно выделить и субширотную цепь аппаратов: Явинский, Орлиное Крыло, вулканы района Курильского озера. Время окончания этого этапа не определено. Некоторые исследователи считают, что вулканические проявления здесь закончились в плиоцене [Апрелков С. Е., 1961]; другие — в плейстоцене [Мелекесцев В. И., 1966].

Следующим важнейшим этапом в развитии структуры является формирование Паужетской депрессии. Она заложилась в зоне пересечения северо-восточных региональных разломов и субширотного нарушения по р. Озерной. В настоящее время морфологически выражены западный, северный и восточный борты депрессии (внутренние обрывы вулкана Орлиное крыло, обрывы восточного берега Курильского озера). Южный борт ее перекрыт продуктами антропогенного вулканизма. Депрессия имела форму вытянутого в широтном направлении овала с диаметром  $25 \times 16$  км. С районом депрессии совпадает в плане зона локального гравиметрического минимума (см. рис. 7). Зона минимума несколько шире депрессии. Магнитное поле на этом участке также характеризуется отрицательными аномалиями. Ограничивающие депрессию разломы секут ряд эруптивных центров Гольгинских гор, района Курильского озера, Древний Кошелевский вулкан. Депрессия находится в центре вулканического нагорья. В опускание были вовлечены фрагменты многочисленных вулканов. Во времени с этапом кальдерообразования наиболее близок процесс формирования гольгинского горизонта игнимбритов липаритового состава [Апрелков С. Е., 1961]. Горизонт этот залегает на интенсивно денудированной, выровненной поверхности вулканических построек предшествующего этапа; иными словами, игнимбритообразование отделено от более раннего основного вулканизма значительным временным перерывом и периодом тектонического покоя. Мощность игнимбритов колеблется от десятков метров до 200 м.

Строение разреза горизонта свидетельствует о быстром, в целом единовременном его образовании. Он может быть отнесен к единой остывшей единице [Смит Р. Л., 1963]. Останцы этого покрова идентифицированы за пределами депрессии на площади около  $3000 \text{ км}^2$ . Они образуют поля от нескольких квадратных километров до  $100\text{—}200 \text{ км}^2$  в Гольгинских горах, на Охотском побережье, в бассейне р. Унканович и в Лопаткинском хребте, где Ю. М. Слеповым в 1968 г. было отмечено перекрытие игнимбритов гольгинского горизонта базальтами, образование которых, по его мнению, происходило в раннем плейстоцене. В правом борту р. Озерной нижний контакт игнимбритового горизонта с туфобрекчиями вулкана Орлиное Крыло вскры-

вается на абсолютной отметке 400 м, а в долине р. Паужетки (Аверьев В. В., Белоусов В. В., 1965) игнимбриты были вскрыты бурением на глубинах от 280 до 470 м ниже уровня моря под туфами паужетской свиты.

Учитывая близость расположения останцов игнимбритового покрова, однородность разрезов горизонта, а также покровный характер залегания, можно считать, что игнимбриты в момент образования бронировали площадь около 3000 км<sup>2</sup>. Учитывая их значительную современную мощность, можно с уверенностью предположить, что первичный их объем превышал 100 км<sup>3</sup>. Подобные объемы ассоциируют с крупными кальдерными депрессиями. Следует отметить, что первичный объем Паужетской депрессии (200—300 км<sup>3</sup>) совпадает с объемом дефекта массы над нею (вычисления М. И. Зубина) и реконструированным объемом массы игнимбритов голыгинского горизонта. На основании этих данных правомерно предположить, что формирование покрова игнимбритов и депрессии взаимосвязано. Очевидно, депрессия имеет вулcano-тектонический генезис и образовалась непосредственно в результате массового прорыва на поверхность кислого магматического расплава. В дальнейшем она заполнялась продуктами размыва игнимбритового горизонта, пемзами внутрикальдерных извержений, в результате чего сформировалась паужетская свита мощностью 450—500 м. С. Е. Апрельков [1961] считает ее возраст условно верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовым, а В. В. Аверьев [1965] относит время ее накопления к концу раннего плейстоцена.

Паужетская депрессия является зоной унаследованного кислого вулканизма. В плейстоцене ее днище прорывают дацитовые экструзии хребта Камбального. В результате этого отложения Паужетской свиты были дислоцированы и образовали структурный купол. В голоцене в ее юго-восточной части формируется крупный андезито-липаритовый экструзивный вулкан Дикий Гребень, а 8340 лет назад [Краевая Т. С., 1967] в результате колоссального эксплозивного извержения было выброшено около 20 км<sup>3</sup> пемз пирокластических потоков [Брайцева О. А. и др., 1965], и возникло Курильское озеро с островами липаритовых экструзий. Однако игнимбриты при этом извержении не сформировались, хотя первые порции пемзового агломерата значительно уплотнены, имеют местами блоковую призматическую отдельность, типичную для игнимбритов [Краевая Т. С., Шеймович В. С., 1970].

Внутрикальдерный вулканизм в антропогене был резко контрастен одновременному вулканизму за пределами депрессии. В среднем или позднем плейстоцене и в голоцене образуются крупные стратовулканы в пределах Восточной цепи: Желтовский, Ильинский и Камбальный, а в Западной — Кошелевский.

В заключение отметим следующее. Хотя Южно-Камчатская структура и состоит из двух региональных вулканических це-

пей, она представляет собой единое вулкано-структурное целое. В результате длительной субодновременной деятельности многочисленных вулканов в наиболее ослабленной тектонической зоне происходит слияние периферических очагов, имевшее место, по-видимому, при движении их вверх, что и обусловило развитие на небольшой глубине общей для многих вулканов периферической магматической камеры и, в конечном счете, возникновение крупной кальдерной депрессии, наложенной на многие вулканические аппараты. Последующие кислый вулканизм и современная гидротермальная деятельность отражают состав и состояние этого корового очага.

Таким образом, Южно-Камчатская вулкано-тектоническая структура в рассмотренном интервале времени представляет собой результат проявлений двух вулкано-магматических циклов, развивающихся с конца плиоцена синхронно. Первый цикл позднемиоцен-голоценовый, в котором этап базальтового вулканизма после длительного перерыва завершается этапом кальдерообразования и кислого вулканизма в плио — плейстоцене. В антропогене этот этап проявлялся внутрикальдерными извержениями кислого материала. Второй цикл начинается в плейстоцене образованием молодых андезито-базальтовых стратовулканов. Этот цикл пока не завершен в пределах структуры.

#### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕМЯЧИНСКОГО РАЙОНА

Широкое развитие кислых вулкаников на территории, прилегающей к группе Семячинских вулканов, впервые отметили В. И. Влодавец [1953, 1957, 1958] и Б. И. Пийп [1961]. Б. И. Пийп составил первую схему распространения игнимбриков Кроноцкого района, причем основным центром извержения он считал вулкан Узон, на месте которого образовалась кальдера. И. В. Мелекесцевым [1966] на основе массового дешифрирования аэрофотоснимков была предложена более полная и точная схема развития пемзо-игнимбриковых покровов в этом районе. Анализируя направления течения игнимбритообразующих масс, он выделил по крайней мере пять крупных центров их извержения. По комплексу геологических и геоморфологических признаков И. В. Мелекесцев отнес выраженные в рельефе игнимбриты к молодым верхнеплейстоценовым образованиям.

Наиболее полно вулканизм Кроноцкого района освещен в монографии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова» [Вулканические горы..., 1974]. В структурном отношении кайнозойский вулканизм этого района сосредоточен в пределах Восточно-Камчатской грабен-синклинали, которая выполнена плиоцен-четвертичными эффузивно-пирокластическими образо-

ваниями. Центральная часть грабен-синклинали, которой при-  
суще интенсивнейшее развитие плейстоценового игнимбритового  
вулканизма, названа авторами упомянутой монографии Карым-  
ско-Узонским участком. Облик этого района определяется круп-  
нейшими на Камчатке кальдерами и вулcano-тектоническими де-  
прессиями, которые расположены в осевой части грабен-синкли-  
нали (с севера на юг): кальдера Крашенинникова (диаметр  
9 км), Узонско-Гейзерная депрессия (18×7 км), Больше-Семя-  
чинская депрессия (13×10 км), Мало-Семячинская депрессия  
(16×10 км), кальдера вулкана Карымского (4×6 км) и Ка-  
рымского озера (рис. 9). Однако в силу слабой изученности  
района и интенсивности развития чехла кислой пироклаستي-  
ки на рассматриваемой территории не проведены палеовулкано-  
логические реконструкции, не выявлены центры докальдерного вул-  
канизма и не установлены конкретные локальные вулcano-тект-  
тонические структуры, развитие которых завершается образо-  
ванием отрицательных вулcano-тектонических форм. В связи  
с этим последние рассмотрены как основные структурные эле-  
менты в пределах района, вне связи с предшествующим вулка-  
низмом.

Необходимо отметить, что первая попытка провести струк-  
турное расчленение данного участка грабен-синклинали была  
предпринята Э. Н. Эрлихом (1966 г.). На основании дешифри-  
рования аэроснимков им были выделены малоамплитудные раз-  
ломы, ограничивающие «лавовые щиты», увенчанные в цент-  
ральных частях депрессиями вулcano-тектонического происхож-  
дения. Эти «щиты» охватывают громадные площади (50×  
×60 км) и объединяют, по-видимому, несколько локальных  
вулcano-тектонических структур, так как в пределы одного  
«щита» попадают, например, группа Карымских кальдер и  
Мало-Семячинская депрессия.

Попыток более детального вулcano-структурного расчлени-  
ния этого района не проводилось, поэтому авторы монографии  
рассматривают эволюцию вулканизма Карымско-Узонского  
участка в целом, выделяя три этапа в его развитии: 1) до воз-  
никновения вулcano-тектонических депрессий (позднеплиоцен-  
раннеплейстоценовый этап); 2) этап эксплозивного вулканизма  
и формирования кальдер и вулcano-тектонических депрессий  
(средний — поздний плейстоцен); 3) этап позднейшего вулка-  
низма (поздний плейстоцен — голоцен). Перечисленные этапы  
уже подробно охарактеризованы [Вулканические горы... 1974],  
поэтому ниже мы приводим лишь краткий обзор представлений  
авторов по этому вопросу.

Вулканические образования первого этапа состоят из пере-  
слаивающихся лав базальтов и андезито-базальтов с подчинен-  
ными прослоями туфобрекчий, свидетельствующих о развитии в  
докальдерное время в исследуемом районе щитовых вулканов и  
существенно лавовых стратовулканов. Кислые вулканы в до-

кальдерном комплексе занимают подчиненное положение. Видимая мощность упомянутых образований, вскрытая в эрозионных врезках, достигает 1500 м. Возраст комплекса устанавливается

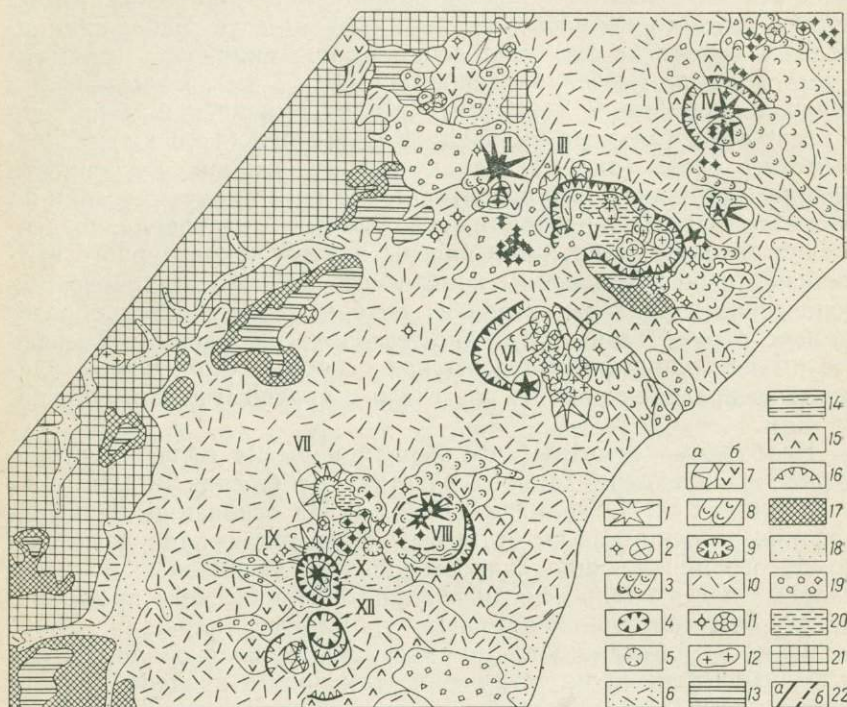


Рис. 9. Геоморфологическая схема Карымско-Узонского участка, по И. В. Мелекесцеву (1974):

I — вулкан Унана, II — вулкан Таушиц, III — вулкан Узон, IV — вулкан Крашенникова, V — кальдера Узон, VI — вулкан Большой Семячик, VII — вулкан Березовый, VIII — вулкан Малый Семячик, IX — вулкан Двор, X — вулкан Карымский, XI — вулкан Стена, XII — кальдера Карымского озера.

1—6 — верхнеплейстоцен-голоценовые образования: 1 — стратовулканы, 2 — шлаковые и лавовые конуса, 3 — лавовые потоки и лавовые равнины, 4 — кальдеры, 5 — кратеры и маары, 6 — пемзовые пирокластические потоки; 7—11 — средне-верхнеплейстоценовые образования: 7 — стратовулканы: а — сохранившиеся их участки, б — разрушенные; 8 — лавовые потоки и равнины, 9 — кальдеры, 10 — пирокластические покровы, 11 — мелкие вулканические образования; 12 — экструзивные купола; 13 — лавовые плато верхнеплейстоцен-нижнеплейстоценового возраста; 14 — вулканические плато среднеплейстоценового возраста; 15 — фрагменты сильно разрушенных нижне-среднеплейстоценовых построек; 16 — древние кальдеры; 17 — участки вулканогенно-тектонического рельефа; 18 — аккумулятивные верхнеплейстоцен-голоценовые равнины; 19 — морены II фазы позднеплейстоценового оледенения; 20 — днища спущенных кальдерных озер; 21 — участки денудационно-тектонического рельефа; 22 — разломы: а — выраженные в рельефе, б — предполагаемые

по данным палинологического и диатомового анализов. Наиболее древние осадки содержат позднеплейстоценовые споры, пыльцу и диатомовые. Верхняя возрастная граница, определяемая теми же методами, не выше среднего плейстоцена.

Этап формирования кальдер и вулcano-тектонических депрессий (второй этап) одновременно является и этапом мощного эксплозивного кислого, главным образом, игнимбритового, вулканизма. Этот период охватывает значительный промежуток времени от среднего до позднего плейстоцена. Наиболее крупные депрессии: Крымско-Мало-Семячинская, Больше-Семячинская, Узонско-Гейзерная сформировались в среднем плейстоцене. Они носят явно наложенный характер и срезают разнотипные и разновозрастные вулканические постройки предшествующего этапа. С их образованием связаны наиболее обширные игнимбритовые поля (так называемые «платоигнимбриты»), «затопившие» все пространство между кальдерами. Их мощность нередко превышает 100 м. Возраст игнимбритов определяется их стратиграфическим положением: они перекрывают базальтовые покровы с обратной намагниченностью; поверх игнимбритов залегают морены двух фаз позднеплейстоценового оледенения. Из озерных внутрикальдерных отложений выделены комплексы диатомовых водорослей, свидетельствующие о времени образования кальдерных впадин не позднее начала позднего плейстоцена.

Во второй половине позднего плейстоцена происходит новая вспышка кислого вулканизма с образованием кальдеры Крашенинникова, молодой кальдеры Узонской депрессии, кальдер Малого Семячика, Карымского озера. Эти кальдеры накладываются на более древние депрессии, осложняя их строение. Диаметр молодых кальдер колеблется в пределах 4—9 км. Они очень хорошо выражены в рельефе, почти не преобразованы вторичными вулcano-тектоническими процессами. В их пределах имел место только голоценовый посткальдерный вулканизм. К ним, как к центрам извержений, тяготеют неспекшиеся пемзовые и игнимбритовые покровы, которые нередко заполняют отрицательные кольцевые структуры. Среди пирокластических отложений здесь весьма заметна повышенная роль неспекшихся отложений (пемз). Их возраст определяется на основании стратиграфического положения относительно верхнеплейстоценовых ледниковых отложений и голоценовых вулканических продуктов. Голоценовые проявления кислого вулканизма, имевшие место 7500 лет назад (образец ГИН-320), в ходе которых изверглись мощные пемзовые пирокластические потоки и сформировалась кальдера вулкана Карымского, авторы рассматривают как прямое продолжение второго этапа. Продукты плейстоценового кислого вулканизма данного этапа занимают площадь 5900 км<sup>2</sup>, голоценового 200 км<sup>2</sup>.

Проявления вулканизма третьего этапа большей частью сосредоточены в пределах вулcano-тектонических депрессий. Формы проявлений и состав продуктов посткальдерного вулканизма различны. В одних случаях, когда вулканические явления связаны, по-видимому, с кальдерным вулканическим очагом,

образуются кислые стратовулканы — Карымский, Академии Наук, Белянкина в Карымской кольцевой структуре, или же формируются экструзивные купола дацитового и липаритового состава, как это имело место в Узонско-Гейзерной депрессии. В других случаях посткальдерные вулканические проявления представлены лишь существенно пирокластическим базальтовым стратовулканом, как, например, сооружения кальдеры Малого Семячика. В некоторых случаях (депрессия Большого Семячика) внутрикальдерный вулканизм сочетает те и другие формы и состав проявлений.

Подводя итог, следует отметить, что этап формирования кальдер и депрессий и посткальдерный этап в пределах Карымско-Узонского участка очень близки по характеру проявления завершающим этапам циклов вулканической эволюции локальных вулканотектонических структур Южной Камчатки.

Автором совместно с О. А. Брайцевой и Т. С. Краевой в 1965—1967 годах в пределах Восточной Камчатки изучались кислые вулканы бассейна р. Верхний Стан и прибрежной полосы Кроноцкого залива. В результате этих работ удалось провести расчленение игнимбритовой толщи (см. рис. 20) на несколько пачек [Шеймович В. С. и др., 1974]. Это дает основание полагать, что здесь имели место многократно повторявшиеся игнимбритообразующие извержения. Продукты последних сформировали «комплексные поля», согласно терминологии Р. Л. Смита [1963].

В пределах изученной площади направления первичных уклонов поверхности игнимбритов позволяют связать их с двумя центрами: Больше-Семячинским и Узонским. Игнимбриты Узонского центра заходят сюда лишь своим южным краем. К последним относятся игнимбриты, вложенные в долину р. Верхний Стан. Прочие игнимбритовые покровы слагают обширные плато, простирающиеся от подножья Валагинского хребта до побережья Тихого океана. По первичному наклону поверхности плато читаются направления течения игнимбритообразующей массы, указывающие на связь игнимбритов побережья Кроноцкого залива с центром извержения, который существовал на месте современных вулканов группы Бол. Семячика.

Доигнимбритовые образования представлены фрагментами разрушенных вулканических сооружений, сложенных лавами и пирокластическими отложениями основного состава. Они выходят на поверхность в обрывах Семячинской кальдеры (хребет Борт) и там, где они слагали лавовые конуса типа горы Сопочка на Долу в бассейне р. Верхний Стан, которые «обтекаются» игнимбритами. Можно полагать, что к началу игнимбритового вулканизма на месте современных вулканов Бол. Семячика существовала крупная вулканическая постройка или же группа вулканов, по периферии которой были развиты равнины полно-

жий, сложенные грубообломочными вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями и лавовыми потоками.

Игнимбритовый вулканизм длился, по-видимому, от среднего плейстоцена до голоцена. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1) игнимбритовая толща залегает на нижнеплейстоценовых вулканитах; 2) игнимбриты переслаиваются с верхнеплейстоценовыми ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями; 3) абсолютный возраст углей из пемз, подстилающих самый верхний игнимбритовый покров, равен  $17100 \pm 800$  лет (образец ГИН-231).

Игнимбритообразующие извержения происходили в две стадии: докальдерную и послекальдерную. В первую стадию, связанную с формированием кальдеры обрушения, образовались игнимбриты регионального распространения, покрывающие склоны нижнеплейстоценовой вулканической постройки. Посткальдерный этап характеризовался широким развитием базальтового и андезито-базальтового вулканизма и продолжением кислого вулканизма (образование экструзий и игнимбритов). Игнимбриты посткальдерной стадии вложены в кальдеру.

Морфология кальдеры в настоящее время плохо выражена из-за интенсивного молодого вулканизма, продукты которого бронируют большую ее часть. В рельефе прослежена лишь ее западная часть, представляющая дуговой хребет Борт, который как бы охватывает с запада плейстоценовую вулканическую группу Большого Семячика. Внутренняя восточная часть хребта крутая, западная — плоская. Сложен хребет нижнеплейстоценовыми вулканитами. Обращает внимание, что кольцевая структура не приурочена к вершине какого-нибудь одного вулкана, а срезает различные образования: участки лавовых плато, возможно, являющиеся остатками базальтового щитового вулкана, разрушенный вулканический аппарат горы Выступ. Это позволяет предполагать, что игнимбритообразующие выбросы не следует связывать с вулканами центрального типа. Скорее всего это были трещинные извержения, косвенным подтверждением чего являются многочисленные тектонические трещины — прямолинейные и дуговые, секущие внешние склоны и дно кальдеры (см. рис. 13).

Образовавшаяся после этих извержений кальдера трактуется нами как кальдера обрушения. Формирование ее относится, видимо, к концу среднего — началу позднего плейстоцена, так как все возникающие затем внутри кальдеры стратовулканы несут следы интенсивной обработки верхнеплейстоценовыми ледниками.

## ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ, КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА И КАЛЬДЕРООБРАЗОВАНИЯ НА КАМЧАТКЕ

Среди рассмотренных локальных структур Южной Камчатки Опалинская, Гореловская, Южно-Камчатская, Ходуткинская структуры имеют вскрытый фундамент. Изучение таких структур позволяет наметить в их развитии естественные магматические циклы, имеющие гомодромный характер. Выделяются моноциклические и полициклические структуры.

В начальные этапы цикла образуются крупные щитовые базальтовые вулканы (моноциклические структуры Ксудачская, Асачинская, Бол. Ипелька) или группы базальтовых стратовулканов. Возможны сочетания щитовых аппаратов и стратовулканов, как в Опалинской и Ходуткинской структурах. В начальные этапы продукты извержений меняют свой состав от базальтов до андезитов, реже до дацитов и липаритов.

Заключительному этапу для части структур предшествует длительный период покоя, который фиксируется по эрозионным поверхностям на вулканических сооружениях предшествующего этапа и другим косвенным признакам. После периода вулканического, а также тектонического покоя происходит кальдерообразование и связанное с ним массовое извержение кислых вулкаников в виде пирокластических потоков, в ряде случаев образующих игнимбриту. Кальдерный комплекс может включать дифференцированный от андезитов до липаритов ряд экструзий.

Кальдерное обрушение и сопутствующее ему извержение кислых вулкаников не всегда является окончательным завершением гомодромного цикла. Для некоторых структур он продолжается как локализованный внутрикальдерный вулканизм (Южно-Камчатская, Опалинская структуры), наследующий кислый состав продуктов от кальдерного этапа. Проявление внутрикальдерной деятельности во времени и пространстве может совпасть с начальными этапами нового молодого цикла.

Однако этап кальдерообразования не является необходимой чертой всех локальных вулканических структур (или, точнее, всех циклов развития вулкано-тектонических структур). Например, в Восточной вулканической цепи, если исключить Южно-Камчатскую структуру, этот этап отмечается лишь в Опалинской структуре.

Развитие почти каждой локальной вулкано-тектонической структуры глубоко индивидуально. Если рассмотреть каждую из структур, прошедшую плейстоценовый цикл эволюции, можно увидеть, что единственным общим «реперным» явлением во времени служит для них начальный этап — время образования щитовых вулканов. Дальнейшее развитие структур в пределах плейстоценового цикла не является ни синхронным, ни однозначным. По-видимому, формирование нижнеплейстоценовых

базальтовых вулканов обусловлено планетарными тектоническими явлениями, а дальнейшее развитие возникших или активизированных магматических очагов зависит от локальной тектонической и геологической обстановки. Даже в структурах, имеющих близкую эволюцию, этапы кальдерообразования не синхронны. Начальные этапы плейстоценовых циклов в Гореловской и Опалинской структурах совпадают по времени и харак-



Рис. 10. Эволюция состава вулканитов локальных вулкано-тектонических структур Южной Камчатки в позднем кайнозое.

I, II, III, IV — циклы эволюции структур; II и I, I и III — периоды совпадения развития поздних циклов с продолжающейся магматической деятельностью ранних циклов.

1—6 — состав вулканогенных образований: 1 — базальтовый, 2 — андезитовый, 3 — андезито-базальтовый, 4 — андезито-дацитовый, 5 — липаритовый и дацитовый, 6 — липаритовые и дацитовые игнимбриты; 7 — вулканогенно-осадочные отложения; 8 — периоды перерывов вулканической деятельности в пределах вулкано-структуры; 9 — граница субодновременных вулканогенных образований

теру проявления основного вулканизма. Однако в Гореловской структуре кальдерообразование и формирование игнимбритовых покровов произошли, видимо, в среднем плейстоцене, непосредственно после образования щитового вулкана, а в Опалинской структуре этапу кальдерообразования предшествовал андезитовый вулканизм и имел место он позднее — в конце позднего плейстоцена. Причем с Опалинской кальдерой не связано образование игнимбритов. Основные различия заключаются в длительности циклов, характере завершающего этапа, в эволюции составов извергающихся вулканитов (рис. 10).

По характеру эволюции гомодромные циклы можно разделить на две группы: 1) вулканиты цикла резко контрастны:

в них отсутствуют промежуточные андезитовые разности пород; 2) все члены дифференционного ряда присутствуют. Как правило, к первой группе относятся кальдерные структуры (т. е. структуры, прошедшие этап кальдерообразования), а ко второй — некальдерные структуры или части структур, соответствующие вулканическим циклам без кальдерообразования. В последних кислые вулканы крайне небольших объемов наблюдаются в виде субвулканических тел (интрузий и экструзий) или же в виде наиболее поздних в пределах времени цикла самостоятельных стратовулканов андезито-липаритового состава (например, среднеплейстоценовые вулканы плейстоценового цикла Ходуткинской вулкано-тектонической структуры).

Асинхронность завершения циклов, начало которых совпадает в разных структурах, а также продолжение завершающих этапов циклов в виде внутрикальдерного кислого вулканизма в то время как за пределами кальдерной депрессии или даже внутри ее начался новый цикл с базальтовыми и андезито-базальтовыми извержениями начальных этапов, объясняет «хаотичность» в проявлении единовременного вулканизма в пределах вулканического пояса, в том числе и проявления так называемого «контрастного» вулканизма (Шанцер, 1973), образование «контрастных» вулканических серий. Сам термин «контрастный» не несет генетической и эволюционной нагрузки, по крайней мере для кайнозойского вулканического пояса Камчатки.

Как показывает изложенный материал, основной и кислый члены «контрастной» серии являются частями одной магматической формации, а второй, как правило, является результатом эволюции начальных «базальтовых» магматических процессов. «Контрастность» видна лишь в одном временном «срезе». При историческом подходе к процессу формирования вулкано-структур термин «контрастный» в приложении к развитию вулканизма лишается генетического смысла.

В чем причины различий в развитии структур, почему один цикл эволюции структуры завершается кальдерообразованием, а другой нет, несмотря на сходные черты начальных этапов? Ответы на эти вопросы не могут идти дальше предположений. Можно допустить, что для структуры с непроявившейся кальдерной стадией механизм истекания магматического материала из глубин очага был более динамичным и полным, чем в кальдерных структурах или частях структур. При таком быстром истечении не образовывалось сколько-нибудь крупных долгоживущих периферических вулканических очагов. Образование больших объемов кислого материала требует длительной задержки магматического расплава на пути к поверхности. Время задержки — время дифференциации или ассимиляции, по-видимому, пропорционально объему изверженных кислых вулкани-

тов, в результате выброса которых в конечном итоге и образуется кальдерная депрессия.

Учитывая общую тенденцию гомодромности в развитии вулcano-структур, обусловившую цикличность вулканизма в пределах локальных структур, мы можем лишь в целом с большим приближением говорить о субодновременной цикличности в масштабах вулканического пояса. Если андезито-базальтовый вулканизм проявлялся повсеместно (см. рис. 10), то кислый вулканизм, если рассматривать его как самостоятельный этап в пределах цикла для всего вулканического пояса, проявляется резко локально, не синхронно, в каждой структуре со своими особенностями. Значительная часть циклов в пределах локальных структур так и остается не завершенной кислым вулканизмом. В связи с этим говорить о синхронности кислых этапов в пределах региональных вулканических структур нет оснований. Можно лишь говорить о тенденции к раскислению продуктов извержений к концу вулканических циклов.

Приведенный материал показывает резкую подчиненность продуктов кислого вулканизма по отношению к основному вулканизму как по объемам изверженного материала, так и по генетическим характеристикам. В пределах локальных структур кислые вулканы дацит-липаритового состава занимают объемы от долей процента (таких, как Бол. Ипелька) до 7—10% в крупных кальдерных структурах (Паужетская структура). Когда мы говорим о больших объемах кислой пирокластики, имеются в виду объемы более 10 км<sup>3</sup>, извергшиеся почти мгновенно. Однако надо помнить, что даже небольшой стратовулкан диаметром 10—15 км и высотой 1,5 км имеет объем более 40 км<sup>3</sup>. Подобное соотношение объемов продуктов кислого и основного вулканизма может быть обусловлено, по нашему мнению, двумя факторами: 1) магма кислых вулкаников представляет собой дифференциат базальтовой материнской магмы или же конечный продукт ее изменений в процессе ее взаимодействия с вмещающими породами; 2) кислый вулканизм (в том числе и образование игнимбритов) проявлялся лишь в специфических тектонических условиях.

Рассмотрим структурное положение некоторых игнимбритовых полей и центров извержений игнимбритообразующего расплава на Южной Камчатке. Крупное поле кислых вулкаников березовской свиты в бассейне рек Паратунки и Карымшины заполняет тектоническую депрессию, приуроченную к стыку Начикинской складчато-глыбовой зоны и Южно-Камчатского антиклинория. Проявления игнимбритообразования в плейстоцене также тяготеют к этой зоне (игнимбриты вулкана Горелого). Центр игнимбритового вулканизма в бассейне р. Озерной находится на месте пересечения двух крупных линейных зон разломов, вдоль которых также линейно размещаются аллейские вулканические аппараты (см. рис. 5). Одна зона имеет северо-

восточное простирание и проходит вдоль Гольгинских гор, другая субширотная — через хр. Явинский и Паужетский вулкан. В общем к этой же зоне приурочены голоценовые центры проявлений кислого вулканизма: Курильское озеро, вулкан Дикий Гребень. Структурное положение цетров кислого вулканизма Кроноцкого залива не вполне ясно. Однако можно предположить, что доминирующее значение для глубинного строения этого участка имеет стык разнонаправленных структур: северо-западной тектонической зоны и Восточно-Камчатской внешней складчатой дуги (Власов, 1964).

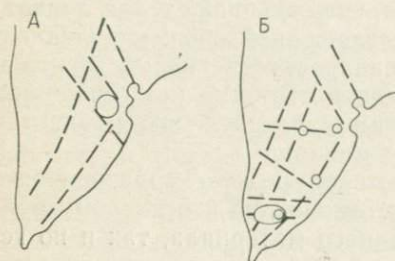


Рис. 11. Схема основных тектонических нарушений Южной Камчатки А — в миоцене, Б — в плиоцен-антропогене. Составлена по данным С. Е. Апрелькова (1971) и автора. Кружками и овалами показано положение центров кислого вулканизма

По-видимому, предпосылкой для локализации отдельных крупных очагов кислого вулканизма является наличие узлов пересечения крупных тектонических зон в фундаменте вулканических структур (рис. 11). Вулкано-структуры рассмотренных участков на Камчатке достаточно хорошо иллюстрируют это положение. Примером подобного типа локализации центра кислого вулканизма является плейстоценовый кальдерный вулкан Хаконэ (Геологическое развитие, 1968), который располагается во внешней части вулканического пояса Фосса-Магна на пересечении его с Изу-Бонинской островной дугой.

Другой центр кислого существенно игнимбритового вулканизма располагается на о. Северном (Новая Зеландия), в пределах вулканического пояса Таупо [Браун Д. и др., 1970], в северной части одноименного грабена, где локализация отдельных крупных кольцевых структур, с которыми связан кислый вулканизм, контролируется пересечением вулканического пояса Таупо и крупных северо-западных секущих структур (грабен Мароа и др.). Аналогичным образом располагаются центры кислого вулканизма на о. Хоккайдо: на пересечении Курильской островной дуги и меридиональной зоны Хидако (вулканы Кутяро и Данзецу).

В изученных районах Камчатки выделяются три главные типа вулканических и вулкано-тектонических структур, с которыми связано образование игнимбритов: 1) вулканы центрального типа; 2) кальдеры обрушения щитовых вулканов; 3) вулкано-тектонические депрессии.

Структуры первого типа представляют собой вулканические конусы средних размеров. В строении их участвуют лавы и игнимбриды липарито-дацитового, дацитового, андезито-дацитового и андезитового состава и экструзивные купола того же состава. Игнимбриды, связанные с ними, образуют небольшие мало-мощные поля. Подобные структуры описаны на Юго-Восточной Камчатке в хребте Ивулк [Апрелков С. Е., 1966], где игнимбриды связаны с целым рядом полигенных стратовулканов: Купол, Ааг, Арик, Дзензур. В бассейне рек Паратунка — Карымшина поле березовской свиты представляет собой сочетание таких вулканических построек. Наши данные о строении участка березовской свиты в этом районе свидетельствуют о возможном центральном типе извержений игнимбридов, завершающихся внедрением липаритовых куполов. Несмотря на небольшие размеры игнимбридовых полей, связанных с одним центром, аральный характер проявления этого вулканизма создает условия для накопления значительных объемов игнимбридов (что, собственно, мы и наблюдаем среди отложений березовской свиты в рассмотренном районе, где объем игнимбридов составляет приблизительно 300 км<sup>3</sup>).

Характерным примером вулкано-тектонических структур второго типа является кальдера вулкана Горелого на Южной Камчатке — овал с диаметром 12×13 км и высотой обрывистых стенок в несколько десятков метров. Несколько более крупным аналогом такой кальдеры является кальдера Вэллис [Structural evolution..., 1961]. Основной особенностью этих структур является то, что они развиваются, «накладываясь» на единичную вулканическую постройку. Объем игнимбридов, связанных с ними, составляет 100—200 км<sup>3</sup>.

К третьему типу структур относится вулкано-тектоническая депрессия на Южной Камчатке, в бассейне р. Озерной. Размер ее составляет 16×25 км; амплитуда опускания в центральной части достигает 1000 м. В опускания вовлечены многочисленные алнейские вулканы, часть из которых «оборвана» бортом депрессии. С возникновением депрессии связано, по-видимому, извержение более 100 км<sup>3</sup> игнимбридов. Несколько меньшими по размерам являются кальдеры Узон и Семячинской группы вулканов. Последние также относятся к структурам третьего типа, так как развиваются на многочисленных нижнеплейстоценовых вулканических аппаратах.

Таким образом, примечательной особенностью камчатских кальдер обрушения и вулкано-тектонических депрессий является их пространственная связь с вулканами центрального типа, главным образом базальтовыми и андезито-базальтовыми. Кальдеры, которые возникли бы без явной пространственной связи с андезито-базальтовыми вулканами, такие, как вулканическая депрессия зоны Таупо или же кольцевые структуры Северо-Востока [Белый В. Ф., 1968], на Камчатке не обнару-

жены. Не наблюдались также на Камчатке положительные структуры и геантиклинальные поднятия, на возможность образования которых в результате активности кислой магмы указывает Р. В. Ван Беммелен [1963].

Вулкано-тектонические структуры второго и третьего типов генетически однородны, но отличаются размерами и объемами вулкаников, извержение которых сопровождало образование этих структур (табл. 1). Если вулкано-структуры первого типа

Таблица 1  
Характеристики некоторых игнимбритовых полей Камчатки

|  | Игнимбриты, связанные с вулканическими аппаратами центрального типа |                                       | Игнимбриты кальдер и вулкано-тектонических депрессий |                               |   |
|--|---|---------------------------------------|--|-------------------------------|---|
|  | Вулкан Дзензур* купол (Q)   | Вулкан** Федотовский (Q)              | Гольгинский горизонт (N <sub>2</sub> )               | Кальдера вулкана Горелого (Q) | Кальдерные комплексы Восточной Камчатки (Q) |
| Мощность, м                              | 10  | До 50                                 | До 300   | До 300                        | До 150                                      |
| Площадь распространения, км <sup>2</sup> | 10—15   | 10                                    | Около 3000***  | Около 500                     | Около 6000                                  |
| Примерный объем, км <sup>3</sup>         | 1   | 1                                     | Более 100  | Около 100                     | Сотни                                       |
| Состав                                   | Дацитовый   | Андезитодацит, липаритодацит, липарит | Дацит, липаритодацит                                 | Дацит                         | От липаритов до андезитодацитов             |

\* Данные С. Е. Апрелькова (1966).

\*\* Вулкан Ходуткинской вулкано-структуры на юге Камчатки.

\*\*\* Площадь, на которой распространены останцы игнимбритового горизонта.

непосредственно связаны с вулканической аккумуляцией и являются положительными формами рельефа, то кальдеры и вулкано-тектонические депрессии представляют собой отрицательные формы и связаны с обрушением поверхности, по-видимому, в результате быстрого опустошения магматического очага. Р. В. Ван Беммелен [1963] и И. М. Сперанская [1967, 1968] справедливо считают, что возникновение таких структур обусловлено высокой механической активностью игнимбритовой магмы. При «вскипании» магмы в приповерхностных условиях происходит резкое увеличение объема магматического материала, благодаря чему в образовавшихся куполовидных поднятиях возникают многочисленные разрывы, которые служат каналами для игнимбритообразующих извержений. Многочисленные тре-

щинные прямолинейные разрывы на склонах и внутри кальдер подтверждают это положение. Трещинные разрывы наблюдаются на дне Паужетской депрессии, кальдеры Вэллис [Structural evolution., 1961], в зоне игнимбритового вулканизма Таупо, острове Северном в Новой Зеландии [Grindley, G. W., 1965]. После быстрого опустошения магматической камеры происходит оседание блоков по образовавшимся трещинам в зонах максимальных опустошений и трещиноватости, а не по всей площа-

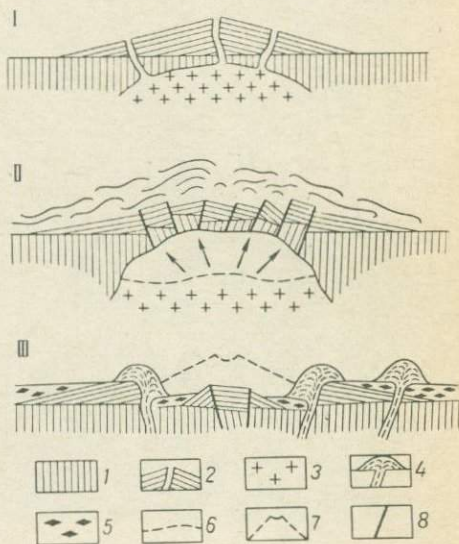


Рис. 12. Схема формирования кальдеры вулкана Горелого.

Основные этапы: I — докальдерный этап (деятельность щитового вулкана. II — мощное извержение кислых вулканитов; образование покрова игнимбритов, взламывание фундамента и постройка; III — обрушение кальдерного блока по ранее заложившимся разломам, посткальдерная экструзивная деятельность и образование молодого вулкана Горелого.

1 — неогеновые вулканогенные образования; 2 — нижнеплейстоценовые базальты и андезито-базальты; 3 — предполагаемый магматический очаг; 4 — экструзии липаритов, андезито-дацитов, андезитов; 5 — игнимбриты; 6 — предполагаемая граница опустошенной части магматического очага; 7 — вулкан Горелый, 8 — разломы

ди извержения. Структура дна кальдеры сравнима со структурой «битой тарелки». Подобную структуру имеет дно кальдеры Узон, вулкана Горелого (рис. 12, 13), кальдеры Вэллис в Нью-Мексико. Строение кальдер вулкана Горелого и Вэллис сходно. Обе сформировались в результате извержений вполне сравнимых между собой объемов игнимбритовой магмы. Размеры кальдер близки. В посткальдерный этап в обеих структурах по кольцевым разломам внедряются экструзии. Структура дна кальдеры Горелого неизвестна, так как она перекрыта современными вулканитами. Данные, полученные в результате гравиметрической съемки, проведенной М. И. Зубиным [1971], свидетельствуют о том, что кальдера Горелого характеризуется общим локальным минимумом силы тяжести. Однако поле силы тяжести в зоне минимума не однородно, и в пределах кальдеры выделяются сегменты с относительно повышенными и пониженными значениями силы тяжести. Это явление можно объяснить блоковой структурой дна кальдеры, по-видимому, подобной в плане «битой тарелке», что, собственно, мы и наблюдаем в кальдере Вэллис. Имеет ли дно кальдеры Горелого купольное

строение, нам неизвестно. Авторы работы о кальдере Вэллис считают, что блоковое строение ее дна обусловлено исключительно посткальдерными движениями поднимающейся магмы. Мы не вполне согласны с этим объяснением. Извержение огромной массы пепловых потоков нельзя связать с одним жерлом, тем более что авторы не приводят доказательств существования докальдерной вулканической структуры и магмоподводящих каналов. Еще одной причиной, по которой нельзя признать центральную природу игнимбритообразующих извер-

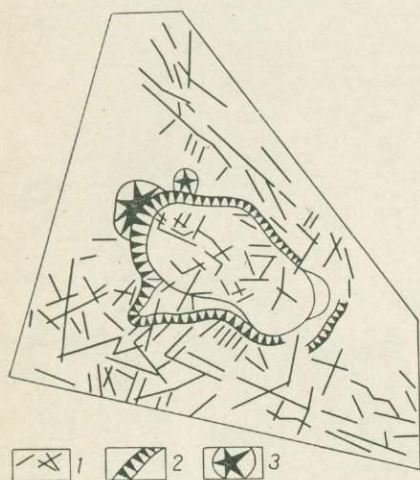


Рис. 13. Схема разрывных нарушений в районе кальдеры Узон, по О. А. Брайцевой.

1 — тектонические разрывы; 2 — уступ борта кальдеры Узон; 3 — вулканические постройки

жений большого масштаба, является не чисто взрывной их механизм. Большинство исследователей считают, что игнимбритообразующие извержения имеют характер взрыво-выдуваний, эмиссии газовой-твердой взвеси через магмоподводящие каналы [Пийп Б. И., 1961; Влодавец В. И., 1961; Смит Р. Л., 1963]. При таком сравнительно медленном, не чисто взрывном извержении трудно объяснить образование огромных объемов игнимбритов в короткий промежуток времени посредством только центрального жерла, и необходимо, по нашему мнению, признать извержения через многочисленные трещины. По этим трещинам, по-видимому, происходит кальдерное обрушение блоков после игнимбритообразующих извержений. Блоковое строение дна кальдеры Горелого и Вэллис, вероятно, обусловлено не только послекальдерными движениями, но и генетически связано с катастрофическими извержениями крупных объемов кислых вулканитов. Находки игнимбритоподобных пород, слагающих дайки, подтверждают предположение о трещинном характере игнимбритовых извержений [Pittwell L. et al., 1972; Almond D., 1971; Koronovsky N., 1970].

Структура дна кальдеры в земных условиях не может быть визуально изучена из-за повсеместно проявляющегося посткальдерного вулканизма, интенсивной эрозии и аккумуляции. Детальные геофизические исследования подобных структур только начали проводить. В связи с этим представляют большой интерес наблюдения кольцевых структур поверхности Луны, предпо-

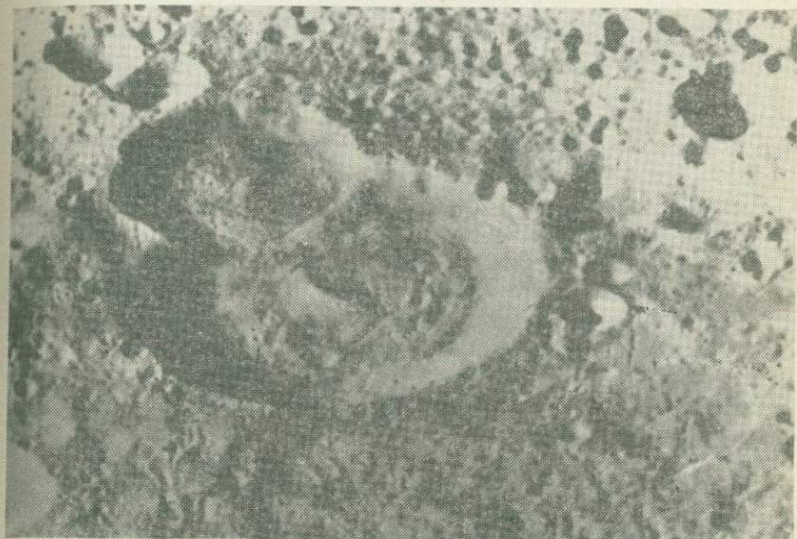


Рис. 14. Сдвоенные лунные кратеры в районе кратера Лансберга (предположительно, кальдеры обрушения). Плоские днища кратеров диаметром 25 и 50 км разбиты прямолинейными пересекающимися трещинами, которые не продолжают за пределы бортов кальдер. По-видимому, трещины ограничивают блоки дна кальдеры. Экваториальная часть обратной стороны Луны:  $5^{\circ}$  ю. ш.,  $175^{\circ}$  в. д. «Лунар Орбитер-2», снимок 34

ложительно связываемых с вулканической деятельностью. Правомерность сравнения кольцевых структур Земли и Луны обосновывается в ряде работ [Томсон Н. И. и др., 1968; Штейнберг Г. С., 1965; Matumoto T., 1966; Эрлих Э. Н. и др., 1975]. Сдвоенные лунные кратеры в районе кратера Лансберга (рис. 14) являются идеальной «моделью» земной кальдеры кольцевой формы. Днища этих структур имеют диаметр соответственно 25 и 50 км и представляют собой слабо нарушенные плоские круги, не осложненные вторичными кольцевыми структурами. Они разбиты прямолинейными пересекающимися трещинами, которые не продолжают за пределами кольца кальдеры. В плане они напоминают сеть трещин дна кальдеры Вэллис и могут быть, по-видимому, интерпретированы как тре-

щины, по которым происходило оседание кальдерного блока. Плоские днища кольцевых лунных структур позволяют отвергнуть предположение о возникновении трещин при вертикальных положительных движениях после образования кальдер.

Для вулcano-тектонических структур второго и третьего типов очень характерно наличие локальных гравиметрических минимумов. Отрицательные аномалии силы тяжести наблюдались в районах кальдер Толмачева дола, вулканов Опада, Горелый, Узон, Паужетской вулcano-тектонической депрессии, т. е. в тех местах, где отмечается пространственная и временная связь вулcano-тектонических структур с извержениями больших объемов кислых вулканитов. Гравиметрические минимумы отмечаются и для крупных кальдер Японии — Куттяро, Акан, Тойя, Хаконэ, Эйра, Асо [Iokoyama I., 1963] и для вулcano-тектонической депрессии Моно Бэзин в США [Pakiser L., 1960].

Наличие локальных отрицательных аномалий в районах кальдер и вулcano-тектонических депрессий объясняется авторами дефектом массы за счет извержения крупного объема кислой магмы. Расчет дефекта массы в зоне гравиметрического минимума в бассейне р. Озерной явно позволяет говорить о непосредственной связи локальных отрицательных аномалий и образования горизонта игнимбригов в плиоцене. Гравитационный минимум здесь образует овал размером  $40 \times 20$  км, вытянутый в северо-восточном направлении (см. рис. 7). Центр овала находится в верхнем течении р. Озерной. Широкая южная часть овала совпадает в плане с выделенной нами структурой, более узкая северная часть тяготеет к крупному разлому, протягивающемуся по долинам рек Унканович — Голыгино. Зона пологого минимума осложнена двумя более мелкими аномалиями, связанными с антропогеновым кислым экструзивным вулканизмом (вулкан Дикий Гребень) и мощными извержениями пемз Курильского озера. Мы считаем, что главные особенности отмеченной геофизической аномалии (интенсивность, ее параметры) обусловлены игнимбритообразующими извержениями в плиоцене. При расчете дефекта масс М. И. Зубиным более мелкие внутренние аномалии, зависящие от проявления позднего кислого вулканизма, не принимались во внимание.

Дефект массы (тот «недостаток» массы, который создает отрицательную аномалию) может быть однозначно определен по заданному на поверхности Земли распределению потенциала и его производных. В основе решения подобной задачи лежит формула Грина. При вычислении поправок за небесконечность пределов интегрирования по палеткам [La Fehr'a, 1965] принималось, что аномалиеобразующий объект имеет форму призмы (предположение о точечном объекте изменяет результат на 10%). Результирующее значение дефекта масс для данной аномалии равняется  $2,24 \cdot 10^{17}$  г, или  $2,24 \cdot 10^{11}$  т. Плотность игнимбригов Голыгинских гор колеблется, по нашим данным, в пре-

делах 2,17—2,26 г/см<sup>3</sup>. Объем массы, извержение которой, по нашему допущению, обусловило местную аномалию, составит 1000 км<sup>3</sup>. Эта величина обнаруживает хорошую сходимость с геологическими данными (учитывая малую точность оценки количества изверженного материала). Подобные расчеты дают большую сходимость с геологическими объемами и в других районах проявлений кислого эксплозивного вулканизма.

Интересные данные получены М. И. Зубиным при рассмотрении локальной аномалии Курильского озера [Брайцева О. А. и др., 1965]. Впадина оз. Курильского является, по-видимому, кальдерой, образование которой связано с извержением больших объемов пемз. При расчете объема массы этих пемз, благодаря выбросам которых возникла локальная гравиметрическая аномалия, была получена величина 16 км<sup>3</sup>. Геологический объем пемз оз. Курильского составляет 20—22 км<sup>3</sup>, а объем впадины озера приблизительно того же порядка, что и приведенные объемы, и составляет 13 км<sup>3</sup> [Крохин Е. М., Крогиус Ф. В., 1973]. Интересно отметить, что предполагаемый первичный объем впадины рассматриваемой Паужетской депрессии также совпадает с геологическим объемом игнимбригов. Объем депрессии рассчитывается как объем цилиндра с высотой 1 км и с эллиптическим сечением  $v = h \cdot ab$ , где  $v$  — объем,  $h$  — высота цилиндра, равная 1 км,  $a$  и  $b$  — полуоси эллипса, равные 12,5 и 8 км;  $v = 300$  км<sup>3</sup>.

Как видно из табл. 2 и наших расчетов, вычисленный по геофизическим данным порядок масс на кальдерах весьма близок к геологическому объему изверженного материала. Мы считаем, что подобные совпадения не случайны, и для рассматри-

Таблица 2

Сравнительные геологические и геофизические данные некоторых кальдер Японии\* (Jokoyma, 1963) и Ю. Камчатки

| Название кальдер                 | Средний диаметр, км | Тип вулканитов | Общий объем выбросов, км <sup>3</sup> | Общая масса, 10 <sup>10</sup> т | Дефект массы по аномалии, 10 <sup>10</sup> т (ΔM) |
|----------------------------------|---------------------|----------------|---------------------------------------|---------------------------------|---|
| Куттяро                          | 22                  | Туф            | 100                                   | 20                              | 7,8   |
| Асо                              | 22                  | Туф            | 200                                   | 40                              | 4   |
| Эйра                             | 25                  | Пемзы          | 230                                   | 30                              | 12  |
| Паужетская депрессия Ю. Камчатки | 16×25               | Игнимбри-ты    | >100                                  | >23                             | 22,4  |

\* Данные о японских кальдерах не исправлялись по палеткам La Fehr'a. Для оз. Куттяро, например, исправленная величина ΔM (по М. И. Зубину) составляет 13·10<sup>10</sup> т.

ваемого района, где кальдерная структура «затушевана» позднейшими проявлениями вулканизма, они подтверждают вероятность связи игнимбритообразующих извержений с возникновением вулкано-тектонической депрессии.

Объясняя образование аномалии силы тяжести и вулканотектонической структуры извержением большого объема кислой магмы, мы сталкиваемся с противоречием, которое выражается неполным совпадением зоны гравитационной аномалии и структуры. Придерживаясь принятого взгляда, мы должны считать, что опустошение глубинных частей земной коры происходило по всей площади гравитационного минимума, а вулканотектонические проседания происходили лишь на участках наиболее значительного опустошения магматических камер. Судя по форме аномалии, часть игнимбритов изверглась в зоне крупного разлома по долинам рек Унканович и Голыгино. Наличие полей игнимбритов вдоль разлома подтверждает это предположение. Однако основная масса игнимбритов «вынесена» из зоны проседания и обнаруживает с нею пространственную связь.

#### **О РАЗЛИЧИЯХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИИ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ**

Проблемы кальдерообразования и сопряженных с ними процессов вызывают большой интерес у исследователей вулканических районов, так как формирование кальдер связано с важнейшими этапами эволюции крупных вулканических структур. Все чаще проводятся аналогии между кольцевыми структурами Земли и Луны, указывается на возможный кальдерный механизм образования части кольцевых структур Луны [Эрлих Э. Н. и др., 1975]. Тем не менее кальдеры и вулканотектонические депрессии, генетически близкие кальдерам, и иные отрицательные вулканоструктуры, несомненно, разнородные по способам образования, остаются далеко не до конца изученными.

Формирование вулканотектонических депрессий и кальдер диаметром от 10 км и более связывают с кислыми пирокластическими извержениями, объемом в десятки — сотни кубических километров, за счет которых происходит опустошение магматических очагов и опускание блоков земной коры над ними. С данной схемой формирования подобных структур согласны геологи, исследующие как древние, так и молодые вулканические пояса. Однако даже предварительный анализ древних и молодых (плиоцен-плейстоценовых) кальдерообразных структур показывает существенные различия между ними. Нам представляется, что в настоящее время этим различиям уделено недостаточно внимания. Их изучение может пролить свет на историческую специализацию вулканического процесса.

В этом отношении сравнение структур мезозойского Охотско-Чукотского пояса и верхнекайнозойских поясов Камчатки оп-

равдано тем, что в первом из поясов хорошо сохранились эффузивно-пирокластические фации вулкано-магматических ассоциаций, что делает реальной задачу сравнения плио-плейстоценовых и мезозойских кальдерообразных структур. Они имеют четкое морфологическое и тектоническое ограничение, подчеркиваемое кольцевой системой разломов, положением субвулканических тел, кольцевыми и радиальными элементами гидросети. В обоих регионах с этими структурами связаны крупные поля игнимбритов. По большей части подобные структуры возникают в зонах длительного андезито-базальтового вулканизма.

Сравнение древних и молодых структур проводится по работам И. М. Сперанской [1967], М. В. Минца и З. М. Самозванцевой [1971], И. Н. Котляра [1972] для Охотско-Чукотского пояса и С. Е. Апрелькова [1961], М. И. Зубина, И. В. Мелекесцева, А. А. Таракановского, Э. Н. Эрлиха [1971], И. В. Мелекесцева и др. (1974 г.), В. С. Шеймовича [1963, 1971, 1973, 1974] — для Камчатки. Общие черты сходства древнего и молодого вулканических поясов в характере и развитии вулканизма подчеркнуты С. Е. Апрельковым и Ю. В. Жегаловым [1972]. Тем не менее в развитии вулканотектонических структур мезозойского пояса имеются определенные особенности, позволяющие говорить о различиях в эволюции и строении соизмеримых структур молодого пояса.

Плиоценовые и плейстоценовые кальдеры и вулканотектонические депрессии Камчатки (см. рис. 6, 7) обычно наложены или секут группы смежных андезито-базальтовых стратовулканов, объединяющихся в локальную вулканическую структуру. Сам процесс кальдерообразования является естественным продолжением развития такой крупной вулканической структуры [Шеймович В. С., Штейнберг Г. С., 1973]. Амплитуда отрицательного перемещения кальдерного блока достигает 1 км. Депрессии имеют крутые стенки, мозаично-блоковую структуру дна, обычно заполнены флювиальными и озерными отложениями; часто сохраняются фрагменты периклиналей вулканических склонов (внешних склонов кальдер и вулканотектонических депрессий), которые перекрыты игнимбритами и пемзами. Лишь незначительная часть кислых вулканитов отмечается внутри этих структур, где они связаны с внутрикальдерной деятельностью экструзивных вулканических аппаратов. В большинстве случаев типичны отрицательные аномалии силы тяжести, фиксируемые над структурами. Геологическое развитие Камчатских вулканотектонических депрессий завершается инверсией их дниц и превращением отрицательных структур в магматические купола положительным движением андезито-дацитовых масс, как, например, в плиоценовой анавгайской структуре [Шеймович В. С., 1974].

Резюмируя сказанное в отношении положения полей кислых вулканитов и вулканотектонических депрессий, нужно под-

черкнуть их генетическую сопряженность и относительную пространственную разобщенность: кислые вулканиты большей частью вынесены из депрессий и залегают на их внешних склонах. Наличие выдержанных игнимбритовых горизонтов в районах с несохранившимися кайнозойскими морфоструктурами свидетельствует о наличии вулcano-тектонической депрессии, относительно которой данное поле игнимбритов удалено на какое-то расстояние. По данным многочисленных исследователей, все типы кольцевых вулcano-тектонических депрессий в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, несмотря на их разнообразие [Белый В. Ф. и др.], обладают одной весьма характерной особенностью, не наблюдаемой в молодых вулканических поясах: приуроченностью игнимбритов больших объемов к вулcano-тектоническим депрессиям, которые заполняются ими. Последнее настолько характерно, что по внешним границам игнимбритовых полей проведены границы игнимбритовых структур. Другой особенностью являются значительно большие размеры, по сравнению с камчатскими: их диаметры обычно превышают 20 км, причем породы, заполняющие депрессии такого рода, имеют центриклинальное падение, что совершенно не характерно для структур Камчатки.

Заполнение вулcano-тектонических депрессий большими объемами игнимбритов отмечалось и в других районах древнего и относительно молодого вулканизма: в Галкинской структуре в силуре севера Среднего Урала [Каретин, Ю. С., 1969], на острове Сикоку в позднемиоценовой кальдере Исидзути [Такэёси И., 1970], где горный массив, сложенный дацитами и игнимбритами, интерпретируется как кальдера.

Эта особенность древних вулcano-тектонических структур кальдерного типа делает невозможным проведение полных генетических аналогий между ними и кальдерами молодых вулканических поясов. Однако большинство геологов, изучавших древние вулcano-структуры, оставляют эту их особенность без внимания. Например, И. Н. Котляр [1972], рассматривая Пеледонскую структуру Охотско-Чукотского пояса (рис. 15), описывает ее как новый тип среди вулcano-структур, не замечая, что основные ее особенности: заполнение структуры кислыми вулканитами, кольцевое расположение субвулканических тел, блюдцеобразное центриклинальное залегание заполняющих депрессию вулканитов — типичны почти для всех выделенных в этом поясе структур подобного рода. Автор неправоммерно сравнивает Пеледонскую структуру с кальдерой Вэллис, где игнимбриты, связанные с образованием кальдеры, находятся за пределами кальдерной депрессии и перекрывают базальты, слагающие внешние склоны кальдеры [Smith R. L., Baily R. A., 1961], а заполняющие кальдеру осадки дислоцированы в структурный купол.

Отмеченное несоответствие между точно идентифицированными кальдерными вулканотектоническими депрессиями и структурами более древних вулканических поясов, генезис которых авторы связывают также с извержениями больших объемов кислых вулканитов, может объясняться: 1) слабой изученностью и неуверенной дешифровкой древних структур; 2) гене-

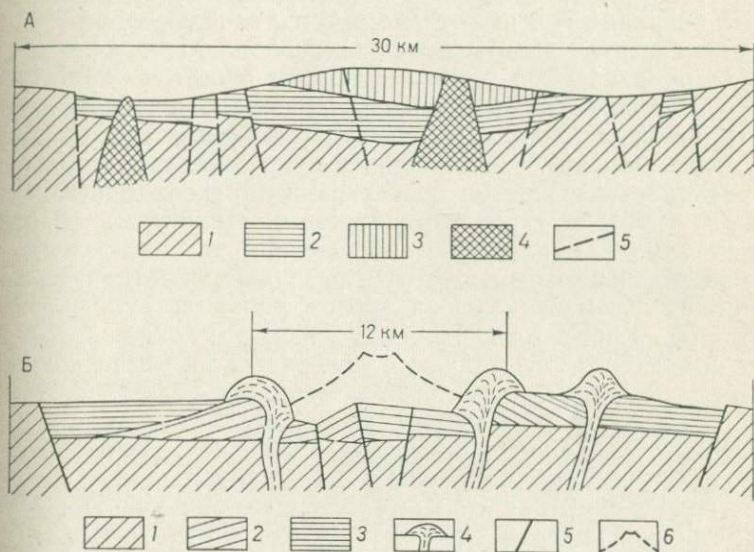


Рис. 15. Схематические геологические разрезы вулканотектонических депрессий.

А. Разрез Пеледонской депрессии (Охотско-Чукотский пояс), по И. Н. Котляру (1972). 1 — нижнемеловые вулканиты среднего и основного состава; 2—4 — верхнемеловые образования: 2 — кислые вулканиты: игнимбриты и туфы липаритового состава, липариты, дациты, андезито-дациты, 3 — андезиты, андезито-базальты, 4 — субвулканические образования: гранит-порфиры, липариты, диоритовые порфиристы; 5 — разломы

Б. Разрез кальдеры вулкана Горелого. 1 — верхнемiocен-плиоценовые вулканиты основного и среднего состава; 2 — нижнеплейстоценовые андезито-базальты, андезиты; 3 — среднеплейстоценовые игнимбриты андезито-дацитового состава; 4 — плейстоценовые экструзии липаритов, дацитов, андезитов; 5 — разломы; 6 — современный базальтовый вулкан Горелый

тически иной природой похожих на игнимбриты пород (например, интрузивной или лавовой), находящихся в депрессиях; 3) невулканическим или некальдерным генезисом некоторых отрицательных структур древних поясов. Строение некоторых некальдерных депрессий Камчатки весьма напоминает «кальдерные» вулканоструктуры древних поясов.

На Камчатке отмечаются крупные тектонические отрицательные структуры типа грабенов невулканического происхождения, к которым был приурочен преимущественно кислый вулканизм. В такой грабеновой структуре, площадь которой составляет около 1000 км<sup>2</sup> [Шеймович В. С., 1968] в бассейне рек Паратунки, Банной, Карымчины на Юго-Восточной Камчатке в

миоцене проявился интенсивный ареальный липарито-дацитовый вулканизм. В ряде случаев антропогенные стратовулканы Камчатки находятся в депрессиях, образование которых связано с изостатическими отрицательными движениями блока земной коры под вулканом или группой вулканов в связи с ростом вулканической постройки. Эти изостатические депрессии формируются в течение длительного времени жизни вулкана (вулканов). В плане они имеют дуговые и линейные формы. Центральные части их заняты вулканической постройкой или постройками, а краевые части — рыхлыми продуктами вулканической и эрозионной деятельности. Примером подобных депрессий являются дуговая депрессия у западного подножия вулкана Ксудач (см. рис. 7) и линейная депрессия, в которой находятся вулканы Авачинско-Корякской цепи [Геологическое развитие..., 1966]. В таких отрицательных структурах, не имеющих отношения к кальдерам обрушения, вулканическая постройка как бы консервируется и разрушается в гораздо меньшей степени, чем вулканы на положительных вулканических структурах. Кроме того, пирокластические отложения, и в том числе игнимбриты, связанные с центральными извержениями, почти не распространяются за пределы таких депрессий, диаметр которых достигает десятков километров.

Крупные вулкано-тектонические кольцевые депрессии некальдерного генезиса выявлены Э. Н. Эрлихом (1966 г.) в пределах грабен-синклиналей Камчатки. Эти депрессии в десятки километров диаметром характеризуются значительными (первые сотни метров) отрицательными амплитудами перемещений. Наиболее ярким примером такой крупной кольцевой структуры, вмещающей локальную структуру, является структура Карымско-Семячинского района. Она вмещает систему вулканов, прошедших неоднократно стадии формирования кальдер обрушения и взрыва, образования мощных игнимбритовых покровов на площади в тысячи квадратных километров. Молодые вулканы этой кольцевой структуры Карымский и Мал. Семячик занимают кальдерные депрессии. Кольцевые структуры, подобные структуре Карымско-Семячинского района, вмещающие кальдерные депрессии, явно похожи на крупные депрессии древних вулканических поясов, которым приписывается кальдерный генезис.

Приведенные примеры камчатских некальдерных вулкано-структур не могут, конечно, полностью объяснить все своеобразие структур («кальдерных депрессий») древних вулканических поясов и касаются лишь некоторых особенностей их строения. Отличительные черты этих молодых структур все-таки не объясняют мультимодальную форму древних вулкано-тектонических структур: огромные мощности игнимбритов, заполняющих эти структуры (многие сотни метров), частую ассоциацию этих структур с гранитными массивами (см. рис. 15). По-види-

тому, в большей мере своеобразие этих структур может объясняться не только длительной историей их преобразования, но и иным, чем у кайнозойских структур, способом образования. Попытки провести аналогии [Белый В. Ф. и др., 1973] между древними отрицательными структурами и плейстоцен-голоценовыми кальдерами типа Кракатау, такими, как кальдеры Асо и Айра в Японии [О кальдерах..., 1969], Тоба на Суматре, Вэллис в Нью-Мексико и т. д., не могут быть в этом случае плодотворными в отношении объективной расшифровки истинного способа их образования, тем более что те и другие структуры отличаются характером положения кислых вулканитов. Вряд ли можно признать, что все различие древних и молодых структур объясняется связью их с разными магмами — коровой для древних поясов и мантийной — для молодых [Зелепугин В. Н., 1973].

## **ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ИГНИМБРИТОВЫХ ЗОН И ПОКРОВОВ**

Игнимбритовые покровы Южной и Восточной Камчатки — среднемиоценовые покровы Южно-Быстринского хребта, сформировавшиеся при извержениях центрального типа, связанные, по-видимому, с ареальным экстрезивным вулканизмом, плиоценовые игнимбриты Голыгинских гор и плейстоценовые покровы района вулкана Горелого и Кроноцкого залива. Плиоценовые и плейстоценовые игнимбритовые поля связаны со стадиями кальдерообразования локальных вулканотектонических структур.

При петрографическом описании игнимбритовых покровов и толщ приходится сталкиваться с целым рядом трудностей. Трудности эти вызваны не только многокомпонентностью пород, но и наличием разных типов зональности в игнимбритах. Р. Л. Смит [Smith R. L., 1960] отмечает два типа зональности в единой остывшей единице: зональность по степени спекания и зональность по степени перекристаллизации стекла. Отмечаются, правда, не всегда, и зональные вариации в минеральном составе, в содержании ксенолитов и другие. В связи с этим схемы приведенных ниже описаний различных игнимбритовых толщ неодинаковы, что зависит как от различий в характере их строения, так и от степени изученности.

### **ИГНИМБРИТЫ ЮЖНО-БЫСТРИНСКОГО ХРЕБТА**

Изучение среднемиоценовых игнимбритов проводилось в Карымшинском хребте (см. рис. 2), входящем в систему Южно-Быстринского хребта, где была описана толща березовской сви-

ты мощностью 400 м, в которых наблюдались, наряду с туфами, лавами дацитов и андезито-дацитов, игнимбриты. Наши исследования, проведенные по тем же разрезам, показали, что здесь полностью отсутствуют лавы дацитов и андезито-дацитов. Все породы, за немногим исключением, являются в различной степени спекшимися игнимбритами (от слабо спекшихся до сваренных гомогенизированных, лавоподобных).

Учитывая обычную зональность игнимбритовых покровов, заключающуюся в наличии переходов от слабо сваренных к сильно сваренным и от последних опять к слабо сваренным разностям, а также структурную и минеральную специфику, можно (с достаточной долей условности) выделить в данном районе четыре остывшие единицы. Следует отметить, что никаких границ раздела между ними, характерных для плейстоценовых игнимбритовых толщ (угловых несогласий, переотложенных пемз и почвенно-пирокластических чехлов), здесь не отмечено. Толща игнимбритов сложена светло-серыми белесоватыми крепкими породами с призматической отдельностью, насыщенными мелкими (до 0,5 м) коричневатобурими обломками. Структуру при макроскопических наблюдениях можно назвать порфировой, текстура массивная, иногда флюидальная. Типичные для игнимбритов фьямме здесь отсутствуют. Поэтому не удивительно, что эти вулканиты часто называли дацитами; лишь те из них, в которых наблюдаются крупные (до 1 см) включения замещенных и измененных пемз, назывались ранее при полевых исследованиях туфами. Таким образом, разделение мощной 400-метровой толщи этих пород возможно лишь при микроскопическом изучении.

**Петрографическая характеристика.** Несмотря на сравнительно большое количество остывших единиц, они удивительно однородны и сравнимы друг с другом по соотношению содержания витрокластического, кристаллокластического и ксенолитового компонентов. В табл. 3 приводятся процентные содержания этих компонентов в толще игнимбритов с интервалом около 40 м.

По содержанию кристаллокластов игнимбриты всех перечисленных выше остывших единиц относятся к типу кристаллокластических [Сперанская И. М., 1966] или к переходному между кристаллокластическими и порфирокластическими. При анализе кристаллокластического компонента (см. табл. 3) в игнимбритах березовской свиты мы также сталкиваемся с подобным однообразием. В большей части разрезов этот компонент представлен плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом и магнетитом. Кварц появляется лишь в верхних частях разреза по р. Карымшине и в игнимбритах бассейна р. Поперечной. Последние, вероятно, непосредственно предшествуют экструзиям липаритов.

Таблица 3

Содержание породообразующих компонентов  
и минералов-кристаллокластов (%)  
в среднемиоценовых игнимбритах Южно-Быстринского хребта

| Компоненты                                 | Интервалы опробования снизу вверх |       |     |       |        |     |     |       |       |       |
|--|-----------------------------------|-------|-----|-------|--------|-----|-----|-------|-------|-------|
|  | 1                                 | 2     | 3   | 4     | 5      | 6   | 7   | 8     | 9     | 10    |
| Витрокластический                          | 40—50                             | 30—40 | 45  | 40—45 | 50—60  | 30  | 30  | 50    | 40    | 45—50 |
| Кристаллокластический                      | 50—60                             | 50—60 | 55  | 40—50 | 40—50  | 60  | 60  | 40—50 | 50—60 | 40—50 |
| Ксенолиты                                  | —                                 | 5—10  | —   | 5—10  | —      | 10  | 10  | 1—2   | 5—7   | 5—7   |
| Минералы кристаллокластического компонента |                                   |       |     |       |        |     |     |       |       |       |
| Плагиоклаз                                 | 30—40                             | 40—50 | 40  | 30—40 | 40     | 40  | 40  | 40    | 40    | 30    |
| Кварц                                      | —                                 | —     | —   | —     | Е. з.* | —   | —   | Е. з. | 1—3   | 15    |
| Роговая обманка                            | 10—20                             | 1—3   | 10  | 10    | 7—8    | 10  | 15  | 6     | 15    | 3—5   |
| Биотит                                     | 1—2                               | 1—3   | 1   | 1     | 1—2    | 3—5 | 5   | 2—5   | 2—5   | —     |
| Магнетит                                   | 3—5                               | 1—3   | 2—3 | 3—5   | 1—2    | 1—2 | 2—3 | 5     | 5     | 1—2   |

\* Здесь и далее — единичные мелкие зерна.

В большинстве случаев в игнимбритах сохраняется не только однообразие комплекса минералов кристаллокластического компонента, но и соотношение между отдельными минералами. Аксессуарные минералы представлены постоянно присутствующим апатитом и редкими моноклинным пироксеном и цирконом. Ксенолиты в игнимбритах весьма однородны по составу. Это преимущественно обломки андезитов и андезито-базальтов анавайской серии. Вулканы березовской свиты подвержены вторичным изменениям. Среди вторичных минералов отмечены эпидот, карбонат, кварц, гидрослюда, хлорит, т. е. минералы, характерные для фации пропилитов.

Витрокластический компонент во всех игнимбритах бассейна р. Паратунки составляет от 30 до 50%. Несмотря на наложившиеся на породы вторичные изменения, цвет и структура компонента хорошо различимы. Стекло обычно имеет буровато-серый цвет. Структура его пемзово-пепловая. Обломки пемзы сохраняют границы в пепловой массе, чаще всего они деформированы, сплющены и имеют порфиристую структуру. Во вкрапленниках пемзы те же минералы, что и в кристаллокластическом компоненте: плагиоклаз и роговая обманка. Размеры обломков достигают 5 мм. Текстура витрокластической части породы, как правило, псевдофлюидальная, обусловленная

«струйчатостью» пеплово-пемзовой массы и плавным огибанием обломками стекла минералов-порфирокластов. Показатель преломления стекла игнимбритов березовской свиты замерить нельзя, так как даже на тех участках остывших единиц, где витрокластический компонент не был первично растеклован, он замещен глинистыми минералами и кварцем. В большинстве случаев витрокластический компонент имеет микрофельзитовую структуру и состоит из кварца, гидрослюд, эпидота. В пемзах поры в свежих игнимбритах, обычно заполненные тридимитом и кристобалитом, здесь замещены агрегатом кварца. В остывших единицах интенсивно проявились процессы девитрификации. Об этом свидетельствует пятнистая текстура фельзита, обусловленная обычно сферолитовой структурой витрокластической массы. В порах пемз происходила также кристаллизация минералов газовой фазы, судя по наличию кварца в них и в пустотах ксенолитов.

Кристаллокластический компонент имеет следующие основные особенности в игнимбритах березовской свиты: а) постоянство состава и количественных соотношений минералов и особенностей минералов; б) очень большое количество полнокристаллических гомеогенных включений минералов-порфирокластов размером от 0,1—0,2 до 5—6 мм.

Плагиоклаз — преобладающий минерал компонента, содержание его колеблется в пределах 30—50%, чаще составляет 40% по всей мощности березовской свиты. Он образует большей частью короткие призмы, встречаются и обломки. Размер его выделений колеблется от 0,1—0,2 до 2 мм. Обычны кристаллы 0,5—1 мм длиной. Зонален, но не всегда, наряду с нормальной зональностью наблюдается неправильная «пертитовидная» зональность. Состав плагиоклаза по разрезу почти не меняется и соответствует андезину № 40—44. Лишь иногда в центральных частях зональных кристаллов отмечается кислый лабрадор. Состав плагиоклазов одинаков в игнимбритах и в прорывающих их экструзиях и интрузиях. Сами кристаллы плагиоклаза, несмотря на зональность, имеют в различных частях зерен приблизительно одинаковый состав. В плагиоклазе наблюдаются включения апатита, магнетита, иногда роговой обманки. Границы с витрокластическим компонентом, как правило, у его кристаллов четкие, но у мелких, особенно обломочных выделений, иногда наблюдается «мутный» контакт с раскристаллизованной витрокластической массой. Линии контактов, как правило, ровные, без следов коррозии, в отличие от кварца.

Кристаллокласты плагиоклаза несут следы вторичного давления, раздробления, дезинтеграции. Некоторые его выделения раздвинуты (табл. XX, 1—3), другие смещены по трещинам, параллельным плоскостям спайности и двойниковых швов, третьи раздроблены и растащены, так что о форме первичного кристалла можно судить лишь по расположенным близко друг

другу закономерно гаснущим в поляризованном свете и ориентированным определенным образом обломкам. Вероятно, подобное раздробление или искажение первичной формы кристаллов произошло уже при формировании остывшей единицы, благодаря давлению и вторичному перемещению масс (по-видимому, не очень значительному), так как в ином случае разделенные обломки были бы удалены на значительные расстояния друг от друга.

Плагиоклаз интенсивно замещается комплексом вторичных минералов: карбонатом, альбитом, серицитом. Однако изменения проявились очень неравномерно. Встречаются участки очень свежих игнимбритов, в которых слабо изменена лишь витрокластическая масса, и интенсивно измененные игнимбриты, в которых плагиоклаз почти полностью замещен агрегатом вторичных минералов.

Кварц встречается в игнимбритах очень редко, за исключением самой верхней остывшей единицы, где его содержание достигает 5%. В нижележащих остывших единицах он наблюдался лишь в виде редких оплавленных и раздробленных зерен. В верхней единице он образует крупные, до 2—3 мм, овальные, интенсивно корродированные зерна с причудливыми «заливами» и дырами, заполненными стекловатым мезостазисом (табл. XII, 2—4). Так же выглядят формы кварцевых выделений и у экструзивных березовских липаритов (табл. XII, 3). Интересно, что в местах, где проявилась коррозия, границы четкие. Этот факт, а также то, что подобные формы кварц образует и в экструзиях, свидетельствуют о том, что кварц не был корродирован при формировании покрова игнимбритов на поверхности.

Темноцветные минералы в игнимбритах представлены лишь зеленой роговой обманкой и биотитом. Зеленая роговая обманка встречается в виде идиоморфных призматических кристаллов (редко обломков) 0,2—0,3 мм длиной, иногда образует сравнительно крупные кристаллы до 2 мм. На отдельных участках наблюдается сростание ее мелких кристаллов, но чаще она образует гломеропорфиновые сростки с магнетитом и плагиоклазом. Нередко она встречается в порфировых выделениях пемз, благодаря чему кристаллы ее при наличии в игнимбритах псевдофлюидальной текстуры приобретают определенную ориентировку. В более крупных ее выделениях видны пойкилитовые вроски апатита, магнетита, редко плагиоклаза и моноклинного пироксена. Опацитовые каймы, типичные для роговых обманок эффузивов, здесь не наблюдаются. Кристаллы ее полисинтетически сдвойникованы. Плеохроирует от буровато- или ярко-зеленого по  $N_g$  до желтовато-бурого по  $N_p$ ,  $C:N_g=15-19^\circ$ . Изучением оптических свойств роговых обманок установлена их однородность во всех частях игнимбритового разреза. Кристаллы роговой обманки активно замещаются биотитом, он развивается по трещинам спайности, образует пластинчатые выделения по

кристаллам амфибола, своеобразные решетки и почти полные псевдоморфозы по отдельным кристаллам. Роговая обманка так же, как плагиоклаз и кварц, несет следы давления и дезинтеграции.

Биотит, помимо выделений по роговой обманке, образует и самостоятельные мелкие чешуйки до 0,3 мм в длину, иногда встречается в виде вкрапленников в пемзовых обломках и в сростках с магнетитом.

И биотит, и роговая обманка изменены вторичными процессами неравномерно. На отдельных участках они лишь слабо затронуты хлоритизацией, в других случаях, особенно в кварцсодержащих игнимбритах, они нацело замещены хлоритом и глинистыми минералами.

Магнетит — постоянный компонент характеризуемых пород, содержание его колеблется в них от 1 до 5%. Он образует мелкие пылевидные кристаллы, но иногда встречается в выделениях до 0,5 мм. На отдельных участках, особенно в гломеропорфиновых сростках и в гомеогенных включениях, встречаются повышенные концентрации магнетита. Здесь он наблюдается в сростках в плагиоклазе и роговой обманке. Встречены отдельные сростания его с цирконом и апатитом.

Гомеогенные выделения имеют идиоморфнозернистую структуру, массивную текстуру и обычно сложены всеми минералами кристаллокластического компонента. Однако наблюдаются и своеобразные бесплагиоклазовые шлировые скопления лишь роговой обманки и магнетита. Размеры гомеогенных включений варьируют от 0,5 до 5 мм. Они постоянно встречаются во всех участках игнимбритовой толщи. Наличие и количество гомеогенных включений, как и количество кристаллокластов, — важный факт для понимания генезиса игнимбритов, так как свидетельствует о степени кристалличности расплава перед извержением [Сперанская, 1966].

Ксенолиты — постоянный компонент игнимбритов. Содержание их достигает 10%, редко 15% объема породы. Они большей частью имеют угловатые очертания и размеры от 1 до 5 мм; встречаются также и сантиметровые обломки. По составу среди них выделяются две неравные группы. Первая, большая, представлена обломками интенсивно пропилизитизированных андезитов и андезито-базальтов с сидеронитовой структурой основной массы и часто пористой текстурой; вторая группа, меньшая, представлена обломками нижележащих игнимбритов. Этот факт свидетельствует о прерывистом накоплении игнимбритовой толщи.

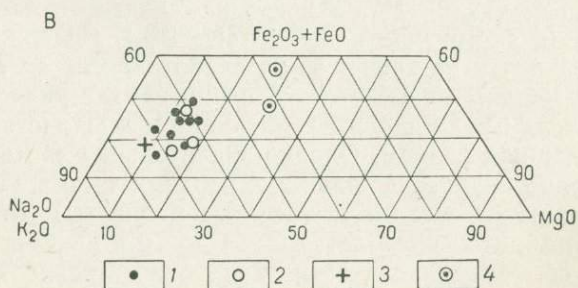
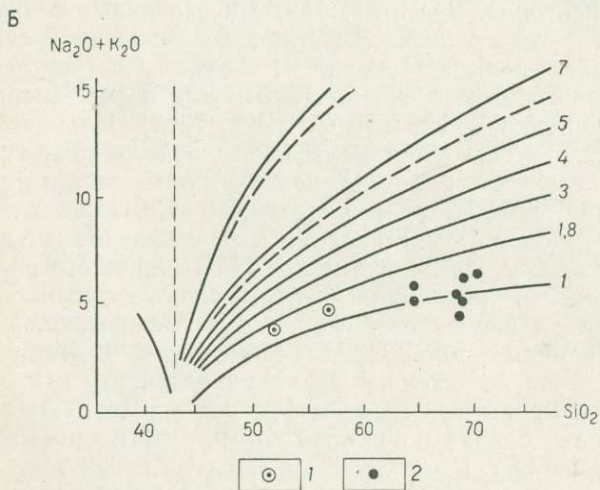
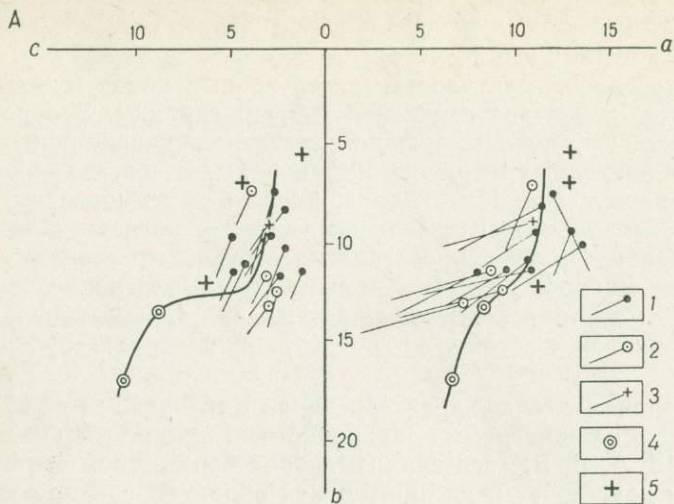
Ксенолиты претерпевают механическое воздействие при формировании тел игнимбритов. Наблюдались редкие случаи дробления эффузивного обломка под воздействием вмещающей массы (табл. XX, 4). Трещины в ксенолите заполнены стеклом. В порах и по границам ксенолитов наблюдается микроагрегат-

ный кварц, вероятно, заместивший выделения тридимита — кристобалита, обычных минералов автопневматолитических процессов в игнимбритах.

Петрографический состав экструзивных пород ничем не отличается от состава верхней остывшей единицы. Это порфировые породы с флюктуационной текстурой, вкрапленники в которых составляют не менее 50% породы. В составе их около 30% плагиоклаза, 15% кварца, около 5% темноцветных минералов, замещенных гидрослюдами, 1—2% магнетита. Основная масса витрофировая, представлена струйчатым стеклом, замещенным микрофельзитом. Характеристика плагиоклазов та же, что и в игнимбритах. Кварц чрезвычайно сильно корродирован витрофировой массой, кое-где сохранились лишь реликты его зерен.

**Петрохимическая характеристика.** Как видно из табл. 4 и приведенных диаграмм Заварицкого, Ритмана, Полдерваарта (рис. 16, А, Б, В), все анализы пород березовской свиты очень близки друг другу и на диаграммах образуют единое сообщество точек и векторов. Все игнимбиты и связанные с ними субвулканические тела относятся к известково-щелочной серии пород (по классификации Пикока). Щелочно-известковый индекс для них равен 60,0, т. е. тот же, что и для пород анавгайской серии [Бондаренко В. Н., Хотин М. Ю., 1963]. По классификации Ритмана эти породы относятся к тихоокеанскому типу. Величина  $\sigma$  (показатель родства), как и у большинства лав анавгайской серий, колеблется в пределах 1—1,8. Миоценовые игнимбиты наиболее близки средним типам дацитов и слюдяных андезитов по Дэли. На диаграмме А. Н. Заварицкого видно, что они отличаются от последних несколько пониженным содержанием щелочей и анортитовой молекулы. Графически построенная вариационная кривая среднемиоценовых игнимбитов на плоскости *asb* расположена левее, а на плоскости *csb* — правее линии среднемировых составов эффузивов по Дэли. Ассоциация пород наиболее близка по химизму к серии Лассен-Пик.

Содержание  $\text{SiO}_2$  в породах варьирует от 62 до 70%, однако преобладают игнимбиты с содержанием  $\text{SiO}_2$  67—69%. Сумма щелочей не опускается ниже 4% (в липаритах) и обычно варьирует в пределах 5—7%, а в среднем редко отклоняется от 5,1—5,3% (в экструзиях чаще меньше 5%). Содержание щелочей и  $\text{CaO}$  почти не зависит или слабо зависит от содержания  $\text{SiO}_2$ . Мы увидим, ниже, что это очень характерная черта всех игнимбитов. Среди щелочей натрия в большинстве образцов преобладает над калием. Однако значительная часть игнимбитов, особенно кварцсодержащих, в верхних частях толщ содержит больше  $\text{K}_2\text{O}$ , чем  $\text{Na}_2\text{O}$  (весовые проценты). Коэффициент *n* для игнимбитов колеблется от 54 до 70 и чаще всего составляет 58—64. Минералогически такое относительно высокое со-



держание К выражается в постоянном присутствии биотита в игнимбритах.

Пожалуй, наиболее характерной чертой игнимбритов и связанных с ними экструзий является их пересыщенность алюминием (анализировались породы, не затронутые или слабо затронутые гидротермальным процессом). Среди семнадцати образцов имеются лишь два, у которых  $K+Na+2Ca > Al$ . Содержание  $Al_2O_3$  в породах варьирует в пределах 15—18%.

По сравнению со среднемировыми дацитами и андезитами по Дэли, игнимбриты резко недонасыщены Са, Mg, а в некоторых образцах (обр. 398 и 2658) химический анализ вообще не обнаружил магния.

Необходимо отметить, что соотношения содержаний железа, магния и щелочей во всей толще игнимбритов и в экструзиях меняется очень слабо. Диаграмма Полдерваарта (см. 16, В) иллюстрирует это положение. На ней приведенные анализы образуют компактную группу точек. Выше было показано, что также ведет себя и СаО. Минералогически это выражается повсеместно почти идентичным составом и количеством кристаллокластов в игнимбритах и порфирировых выделений в экструзиях.

Изменения химизма во время этапа формирования кислых вулканитов характеризуются довольно резким повышением содержания  $SiO_2$  вверх по разрезу от 64% до 68 и 70%, причем в верхних остывших единицах и в экструзиях содержание кремнекислоты не меняется. Щелочи содержатся в приблизительно равных количествах во всех представленных породах, однако экструзии липаритов заметно ими обеднены.

Натрий преобладает в нижних остывших единицах. В верхних кварцсодержащих игнимбритах в большинстве экструзий и в гранодиоритах соотношение между щелочами меняется: содержание калия или равно или больше натрия. Содержание СаО находится в обратной зависимости от содержания  $SiO_2$ , а содержания MgO, Fe и  $Al_2O_3$  остаются приблизительно постоянными во всех породах.

Рис. 16. Химизм игнимбритов Южно-Быстринского хребта (средний миоцен).

А. Диаграмма А. Н. Заварицкого. Линией показана вариационная кривая анавгайской серии. 1 — игнимбриты; 2 — экструзии липаритов; 3 — интрузии гранодиорит-порфиры; 4 — средние составы эффузивов паратунской свиты (нижний миоцен); 5 — среднемировые эффузивы по Дэли.

Б. Диаграмма Ритмана для вулканитов анавгайской серии. 1 — вулканиты паратунской свиты; 2 — вулканиты березовской свиты.

В. Диаграмма  $MgO-Fe_2O_3+FeO-Na_2O+K_2O$ . 1 — игнимбриты; 2 — экструзии липаритов среди игнимбритов; 3 — гранодиорит-порфиры; 4 — средние значения эффузивов паратунской свиты

Таблица 4

## Химические анализы вулканитов Южно-Быстринского хребта

| Компо-<br>ненты                | Образцы |       |       |        |       |       |        |       |              |       |        |        |       |       |        |              |       |       |
|--------------------------------|---------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------------|-------|-------|
|                                | 1к      | 2к    | 4к    | 6к     | 1393  | 151   | 1019   | 1407  | сред-<br>нее | 13к   | 16     | 23     | 24    | 32    | 30в    | сред-<br>нее |       |       |
|                                | 1       | 2     | 3     | 4      | 5     | 6     | 7      | 8     | 9            | 10    | 11     | 12     | 13    | 14    | 15     | 16           | 17    | 18    |
| SiO <sub>2</sub>               | 70,10   | 69,64 | 64,52 | 65,24  | 69,76 | 65,10 | 62,50  | 69,83 | 67,09        | 69,26 | 70,06  | 69,86  | 68,44 | 69,24 | 70,62  | 69,37        | 52,37 | 56,60 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,35    | 0,40  | 0,69  | 0,58   | 0,34  | 0,51  | 0,43   | 0,43  | 0,47         | 0,29  | 0,35   | 0,46   | 0,40  | 1,56  | 0,46   | 0,61         | 0,84  | 0,71  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,76   | 15,78 | 17,53 | 17,43  | 14,68 | 16,13 | 18,03  | 13,37 | 16,09        | 16,86 | 15,75  | 15,85  | 17,36 | 15,18 | 15,43  | 16,20        | 20,72 | 18,92 |
| FeO                            | 1,43    | 2,27  | 2,98  | 2,97   | 0,60  | 1,26  | 2,27   | 1,13  | 1,84         | 2,02  | 2,74   | 2,20   | 1,11  | 1,88  | 2,14   | 1,99         | 7,11  | 2,64  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,50    | 1,44  | 1,26  | 1,50   | 2,36  | 3,10  | 3,22   | 2,68  | 2,13         | 1,20  | 1,02   | 1,50   | 1,56  | 1,56  | 1,32   | 1,37         | 3,36  | 3,66  |
| MnO                            | 0,07    | 0,04  | 0,08  | 0,07   | —     | —     | —      | —     | 0,03         | 0,05  | 0,07   | 0,12   | 0,13  | 0,08  | 0,03   | 0,09         | 0,12  | 0,11  |
| MgO                            | 1,19    | 1,39  | 1,33  | 1,71   | 1,14  | 1,42  | 1,48   | 0,84  | 1,31         | 1,07  | 0,90   | 0,99   | 1,21  | 1,77  | 0,80   | 1,19         | 3,90  | 3,72  |
| CaO                            | 2,39    | 2,51  | 4,02  | 3,55   | 1,80  | 1,68  | 3,90   | 3,30  | 2,89         | 2,62  | 1,11   | 2,74   | 2,16  | 3,26  | 2,39   | 2,38         | 8,57  | 6,92  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,09    | 2,09  | 2,98  | 3,34   | 2,95  | 4,19  | 4,31   | 4,05  | 3,37         | 2,24  | 3,10   | 2,20   | 2,91  | 3,45  | 3,02   | 2,78         | 2,98  | 2,59  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,17    | 2,61  | 2,02  | 2,34   | 3,46  | 2,94  | 2,34   | 2,21  | 2,64         | 1,68  | 2,99   | 2,13   | 2,41  | 2,44  | 3,22   | 2,33         | 0,41  | 1,59  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | —       | —     | —     | —      | 0,52  | 0,67  | 0,47   | 0,49  | —            | —     | —      | —      | —     | —     | —      | —            | —     | —     |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | —       | —     | —     | —      | 2,06  | 2,70  | 1,63   | 1,48  | —            | —     | —      | —      | —     | —     | —      | —            | —     | —     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,10    | 0,10  | 0,15  | 0,15   | —     | —     | —      | —     | —            | 0,18  | 0,10   | 0,07   | 0,10  | 0,10  | 0,10   | 0,10         | —     | —     |
| SO <sub>3</sub>                | 0,05    | —     | 0,07  | 0,01   | —     | —     | —      | —     | —            | 0,10  | 0,02   | 0,07   | 0,01  | 0,03  | 0,03   | 0,03         | —     | —     |
| П. п. п.                       | 0,56    | 1,18  | 2,06  | 1,42   | —     | —     | —      | —     | —            | —     | 1,92   | 1,26   | 1,74  | —     | 0,54   | —            | —     | —     |
| С у м м а                      | 99,76   | 99,49 | 99,69 | 100,31 | 99,67 | 99,70 | 100,58 | 99,81 | —            | —     | 100,13 | 100,13 | 99,45 | 99,54 | 100,55 | 100,10       | —     | —     |

Примечание. Анализы 1—8 — игнимбриды бассейна р. Паратунки; 1—4 — аналитик М. Д. Яроцкая; 5—8 — аналитик М. И. Милова; 10—14 — экструзивные липариты, бассейн р. Паратунки; 15 — интрузии гранодиорит-порфиров в верховье р. Паратунки; 10—15 — аналитик М. Д. Яроцкая. 9, 16, 17, 18 — средние химические составы: 9 — игнимбритов березовской свиты, 16 — липаритов и гранодиорит-порфиров, 17—18 — вулканитов паратунской свиты (по С. Е. Априлкову).

## ПЛИОЦЕНОВЫЕ ИГНИМБРИТЫ ГОЛЫГИНСКОГО ГОРИЗОНТА НА ЮГЕ КАМЧАТКИ

Наиболее крупный останец игнимбритового покрова находится на правом берегу р. Озерной в среднем течении, на южной окраине Голыгинских гор. Лишь по этому участку можно более или менее определенно судить о характере залегания и морфологии плиоценовых игнимбритов. Они образуют здесь почти горизонтальную, увалистую, слабо расчлененную равнину. В обрывистом борту долины р. Озерной они хорошо заметны благодаря светло-серой окраске, резко отличающей их от подстилающих темно-серых вулканитов алнейской серии. Игнимбриты формируют здесь неслоистый пласт мощностью до 200 м. В обрыве они образуют четырехгранные призматические столбы высотой до 40 м. В верхней части покрова эти столбы имеют сглаженные очертания, что объясняется, видимо, меньшей прочностью пород, по сравнению с нижней частью покрова. Основание игнимбритового покрова обычно закрыто глыбовыми свалами тех пород.

**Петрографическая характеристика.** Плиоценовые игнимбриты — однообразные мелкопористые породы светло-серого цвета. Прочность их очень изменчива: в верхней части они менее прочны, чем в нижней (образец легко ломается руками). В них невооруженным глазом видны кристаллы кварца, плагиоклаза, роговой обманки и биотита в белой бесструктурной пепловой массе. Они содержат значительное количество мелких — от 2 мм до 1 см ксенолитов, андезитов и базальтов. Изредка встречаются более крупные включения, до 5 см в поперечнике. Лишь в нижней части покрова облик пород изменяется: они уплотнены, цвет их серый, текстура флюктуационная. Наблюдаются многочисленные тонкие, мелкие стекловатые фьямме размером  $0,2 \times 1 - 2$  см. Видимая мощность этой нижней части покрова около 10 м. Изменение физических свойств породы происходит постепенно снизу вверх.

Е. Ф. Малеев [1961], изучавший обнажения игнимбритов в 8 км к юго-востоку от поселка Озерная, описал разрез мощностью 80 м останца игнимбритового покрова. Здесь в основании покрова наблюдается участок мощностью 5 м с туфовой структурой, постепенно вверх переходящий в игнимбрит с флюктуационной текстурой, с крупными фьямме размером  $2 \times 5$  см, которые составляют 10% от объема породы. Мощность верхней неспекшейся туфоподобной части составляет 5 м. В теле игнимбритов отмечены каналобразные поры сечением 5—7 см, длиной до 1,5 м, которые, по мнению Е. Ф. Малеева, образовались вследствие испарения воды при отложении материала покрова на влажную поверхность. Плотность игнимбритов невелика и варьирует в пределах  $2,17 - 2,26$  г/см<sup>3</sup>.

Однородный характер строения покрова игнимбригов: отсутствие слоистости в нем, наличие постепенных переходов по вертикали между всеми его частями, позволяет предполагать, что этот покров сформировался при одной вспышке вулканизма и является единой остывшей единицей. Иными словами, вся толща формировалась как единый пласт (остывала, спекалась, литифицировалась).

Витрокластический компонент, представленный обычно пепловым стеклом, обломками пемз и лепешками бурого и бесцветного стекла, составляет в среднем 30—40%. Значительные отклонения от этого количества редки, но встречаются; в центральной части покрова наблюдаются породы с содержанием стекла до 80%.

Кристаллокластический компонент в голыгинских игнимбригах обычно преобладает. Он составляет 50—70% объема породы. Лишь в центральной части пласта, где преобладает витрокластический компонент, содержание кристаллов не превышает 20%. В их составе наблюдаются: плагиоклаз, кварц, моноклинный пироксен, гиперстен, роговая обманка, магнетит. Содержания этих минералов в образцах, взятых с интервалом около 20 м по разрезу, сведены в табл. 5.

Таблица 5  
Содержание породообразующих компонентов  
и минералов-кристаллокластов (%)  
в игнимбригах голыгинского горизонта

| Компоненты                                 | Образцы |       |       |       |     |       |       |       |      |
|--|---------|-------|-------|-------|-----|-------|-------|-------|------|
|  | И-1     | И-2   | И-4   | И-5   | И-6 | И-7   | И-9   | И-10  | И-11 |
| Витрокластический                          | 30      | 38    | 55    | 49    | 75  | 78    | 55    | 50    | 40   |
| Кристаллокластический                      | 65      | 60    | 45    | 50    | 20  | 20    | 45    | 50    | 50   |
| Ксенолиты                                  | 5       | 2     | —     | 1     | 5   | 2     | —     | —     | 10   |
| Минералы кристаллокластического компонента |         |       |       |       |     |       |       |       |      |
| Плагиоклаз                                 | 45      | 29    | 20    | 33    | 14  | 17    | 23    | 28    | 40   |
| Кварц                                      | 15      | 30    | 24    | 15    | —   | —     | 20    | 20    | 5    |
| Роговая обманка                            | Е. з.   | Е. з. | —     | Е. з. | —   | —     | —     | —     | —    |
| Моноклинный пироксен                       | Е. з.   | Е. з. | Е. з. | Е. з. | 2   | 2     | Е. з. | Е. з. | 1    |
| Ромбический пироксен                       | 1       | Е. з. | Е. з. | 1     | 3   | Е. з. | 1     | 2     | 2    |
| Магнетит                                   | 2       | 1     | 1     | 1     | 1   | 1     | 1     | 1     | 1    |

Плагиоклаз преобладает по содержанию среди кристаллокластических выделений. Содержание его в среднем равно 30—40% объема породы, иногда достигает 60%; минимальное содержание 12%. Встречается как в виде обломков больших кристаллов (более 2 мм), так и в виде оплавленных зерен с тиди-

оморфными очертаниями. Зональность обычно прямая, но известна и неправильная пертитообразная. По ряду замеров во всех шлифах устанавливается однородность состава. Границы зерен с витрокластической массой, как правило, четкие.

Количество кварца обычно колеблется от 10 до 20% объема породы, редко достигая 25%. Встречаются и участки, совершенно не содержащие кварца. Это породы с максимальным содержанием стекла и минимальным — плагиоклаза. Кварц образует крупные, до 5 мм, неправильные, резорбированные зерна с сетью мелких трещин и мелкие остроугольные обломки (табл. XII, 1). Некоторые крупные зерна оплавлены и сохраняют подобие идиоморфизма. Границы с витрокластической массой, как правило, резкие, но иногда они бывают мутными, нечеткими. Кварц распределен в породе неравномерно — гнездами; не имеет волнистого погасания.

Темноцветные минералы в игнимбритах присутствуют постоянно, но в незначительных количествах: их суммарное содержание обычно не превышает 1—2% от объема породы. Обычно в шлифах они встречаются в виде единичных мелких зерен (десятые доли миллиметра) с идиоморфными очертаниями.

Ромбический пироксен (гиперстен) образует зерна с короткопризматическим габитусом, с хорошо заметным плеохроизмом в розоватых тонах; имеет прямое погасание,  $2v = -65^\circ$ , часто его зерна окружены железистой каймой.

Моноклинный пироксен (авгит?) нередко наблюдается в идиоморфных зернах, иногда образует полисинтетические двойники,  $2v = 54^\circ$ ;  $c : Ng = 46^\circ$ . Изредка встречается в сростках с гиперстеном и магнетитом. В магнетите обнаружены пойкилитовые вроски моноклинного пироксена.

Зеленая роговая обманка образует удлиненные зерна с погасанием, близким к прямому, с сильным плеохроизмом от буровато-желтого до зеленого по  $Ng$ . Опацитизация отсутствует.

Магнетит постоянно присутствует в игнимбритах, образуя тонкую вкрапленность в породе. Содержание его колеблется от 3 до 5%. Некоторые кристаллы достигают 2 мм в поперечнике.

Среди других темноцветных С. Е. Априлковым и Е. Ф. Малеевым отмечен биотит. Вероятно, он очень неравномерно распределен в различных фациях игнимбритового покрова и поэтому в наших шлифах не обнаружен. Из аксессуарных имеются апатит, циркон, С. Е. Априлков наблюдал в игнимбритах и турмалин.

Ксенолиты в голыгинских игнимбритах представлены преимущественно лавами алнейских вулканов — андезитами, базальтами, андезито-дацитами, изредка встречаются туфы и алевролиты. Е. Ф. Малеев отмечает присутствие кремнистых сланцев. Содержание ксенолитов составляет 2—3% объема породы. Лавы ксенолитов почти не несут следов вторичных изме-

нений (не пропицитизированы), что очень не характерно для нижнемиоценовых вулканитов и типично для верхнемиоценовых образований. Преобладают мелкие, овальные, как бы окатанные включения диаметром от 0,5 до 1 см. Более крупные ксенолиты — до 5 см в поперечнике — редки и встречаются в верхней части пласта игнимбритов. Здесь они имеют ксеноморфные угловатые очертания. Границы ксенолитов и витрокластического мезостазаиса обычно четкие, но в зонах интенсивной перекристаллизации стекла инородные включения пропитываются тридимитом и кристобалитом и уже не имеют четких границ.

Несмотря на однородный в общем состав игнимбритов, при детальном наблюдении разреза покрова в нем устанавливаются некоторые изменения минералогического состава и выделяются в связи с этим несколько зон: а) кристаллокластических игнимбритов основания покрова; б) порфирокластических игнимбритов центральной части покрова; в) кристаллокластических игнимбритов кровли.

Зона кристаллокластических игнимбритов основания покрова имеет мощность около 50 м. Основание ее не вскрыто, и разрез начинается с игнимбритов с черными тонкими линзочками (0,2—1,5—2 см) стекла. Вещественный состав игнимбритов в зоне однороден, соотношение указанных выше компонентов одинаково во всех ее частях: витрокластический компонент 35—40%; кристаллокластический 60—70%, ксенолиты 2—3%. В нижней части зоны стекловатая масса имеет разнородное строение.

Выделяются два типа стекла: светло-бурое в проходящем свете, мутноватое, с пылевидным магнетитом, с различными контурами пепловых трубок (этот тип составляет 70—80% всего стекла); бесцветное, с перлитовой микроотдельностью, массивное стекло. Последнее образует линзочки в пепловой массе размером от 0,3 до 0,5×2 мм. Показатель преломления бесцветного стекла ниже, чем пеплового. Скорее всего, линзы бесцветного стекла являются смятыми и сваренными обломками пемз, так как в некоторых их сечениях наблюдаются характерные удлиненные поры, заполненные пепловым стеклом. Выше по разрезу характер витрокластической массы игнимбритов меняется. В них также легко выделить две фракции: бурое пепловое стекло и обломки пемз, обычно интенсивно расстеклованных, замещенных тридимитом и плагиоклазом. Пепловые частицы и пемзовые обломки смяты очень слабо. Размеры обломков 1—2 мм. Если внизу витрокластический компонент девитрифицирован незначительно, то в верхней части зоны выделения автопневматолитовых минералов так многочисленны, что они маскируют пепловую структуру. Показатель преломления недевитрифицированного стекла с пепловой структурой равен  $1,511 \pm 0,005$ .

Зона порфирокластических игнимбритов в центральной части покрова имеет мощность 20 м. Состав игнимбритов в ней резко отличается от пород в нижней и верхней частях покрова: витрокластический компонент составляет 75%, кристаллокластический 20%, ксенолиты 5%. Минеральный состав кристаллокластов также отличается от нижних игнимбритов: здесь отсутствуют кварц и роговая обманка. Игнимбриды содержат 14—17% плагиоклаза, 2—3% ромбического и моноклинного пироксенов, 1% магнетита. Среди плагиоклазов, наряду с андезинами № 40, отмечаются кислые лабрадоры № 53—55. Витрокластическая часть породы состоит на 60% (от объема породы) из бесцветной, бесструктурной фельзитовой массы, а также содержит 15% мелких (до 6 мм) бурых фьямме. Фельзитовая масса сложена агрегатом микрозерен тридимита, кристобалита, полевого шпата и моноклинного пироксена. В проходящем свете в нем слабо различаются контуры пепловых частиц. Фьямме имеют сложное строение. Они состоят из «корки» бурого стекла, внутри которой заключены сферические мелкокристаллические выделения. Иногда стеклянная корка «разорвана», и четкого отграничения между фьямме и фельзитовой массой здесь нет (табл. X, 3). При небольшом увеличении видно, что выделения во фьямме сложены тридимитом и кристобалитом. Первый отличается клиновидными двойниками. По этим минералам развивается кварц. Иногда в сростании с ним находятся таблички плагиоклаза. В некоторых выделениях видны идиоморфные призмы моноклинного пироксена среди кристобалита и тридимита (табл. IX). Он бесцветный, с легким зеленоватым оттенком, полисинтетически сдвойникован и имеет погасание типа песочных часов.  $2V = +55^\circ$ ,  $c : Ng = 45^\circ$  (замеры по одному выходу оптической оси). Эти кристаллические выделения расположены в мутной фельзитовой массе, почти не поляризующей. Их размеры 0,2—0,3 мм. Ксенолиты представлены мелкими (1—2 мм) обломками андезитов. В порах виден тот же агрегат минералов, что и в кристаллических выделениях фьямме. Фельзитовая масса заполняет трещинки в них. В верхней части этой зоны витрокластический компонент имеет четкую пепловую структуру. В витрокластическую массу включены обломки пемзовых частиц, полностью перекристаллизованных. Однако наряду с ними имеются редкие обломки массивного, бесструктурного бурого полупрозрачного стекла со следами течения, абсолютно не перекристаллизованного. Иногда они встречаются в центре фьямме. Пемзы обычно замещены лучистым агрегатом кислого плагиоклаза, тридимита и кристобалита. Ксенолиты лав в этой части зоны имеют четкие контакты.

Зона кристаллокластических игнимбритов кровли имеет мощность порядка 100 м. Породы здесь однородны, и по соотношению компонентов, и по их составу очень

близки игнимбрикам нижней части пласта. Витрокластическая масса очень однородна, имеет искаженную пепловую структуру и обычно не содержит фьямме. Стекло перекристаллизовано лишь в незначительной степени. Отдельные его участки содержат скопления выделений тридимита и кристобалита. Полной перекристаллизации, которую мы наблюдали в центральной зоне, здесь не встречено.

Фьямме в игнимбриках Голыгинских гор представлены двумя разновидностями: 1) бесцветные прозрачные линзочки с перлитовой микроотдельностью, образовавшиеся за счет смятия и уничтожения пор пемзовых обломков: они наблюдаются в нижней части зоны кристаллокластических игнимбриков в основании покрова; участки перлитового стекла сохраняют иногда пористое строение; 2) темно-бурые фьямме, иногда полностью перекристаллизованные, иногда сохраняющие стекловатую корку, заключающую кристаллический агрегат (табл. X, 3). Образовались они, вероятно, за счет обломков бурого массивного стекла с флюктуационной текстурой, которое иногда сохраняется во фьямме. Местами они образуют угловатые обломки, совершенно не перекристаллизованные. Фьямме второго типа обнаружены в зоне порфирокластических игнимбриков центральной части покрова.

Автопневматолитовая кристаллизация в покрове проявилась неравномерно. В нижней части покрова минералы пневматолитовой фазы (тридимит, кристобалит) отмечались лишь в порах ксенолитов. К верхам нижней зоны пепловая масса все интенсивнее девитрифицируется, замещаясь агрегатом из тридимита, кристобалита, полевого шпата и моноклинного пироксена. В нижней части центральной зоны витрокластический компонент почти полностью становится фельзитовым полнокристаллическим, причем во фьямме кристаллический агрегат мелко-среднезернистый. Выше степень перекристаллизации уменьшается и остается постоянной. Стекло здесь перекристаллизовано лишь частично. Наиболее полно замещены мелкие пемзовые обломки. Помимо превращения стекла в тонкокристаллический фельзитовый агрегат, в центральной зоне отмечаются радиально-лучистые структуры раскристаллизации бурого стекла.

Тесно связана со степенью перекристаллизации и степень переработки ксенолитов. В центральной зоне ксенолиты лав переработаны настолько, что вулканическое стекло их «растворено» в общей фельзитовой массе, и они лишены границ с нею. В первичных порах пород здесь развиты минералы газовой фазы.

Таким образом, голыгинский горизонт игнимбриков представляет собой гетеролитовый покров со сложной зональностью как по степени спекания, так и по петрографическому составу. Петрографическая неоднородность покрова обусловлена образованием его, по-видимому, за счет извержений нескольких пиро-

кластических потоков, не разделенных значительными перерывами во времени. Температура пирокластического материала была сравнительно невелика, так как зона максимального сваривания очень мала по мощности.

**Петрохимическая характеристика.** Несмотря на то что образцы пород взяты из различных частей разреза голыгинского горизонта игнимбритов, химические анализы их довольно однородны (табл. 6). Сходством петрографических особенностей пород объясняется тесная группировка их точек и векторов на приведенных диаграммах Заварицкого (рис. 17, А) и Полдерваарта (рис. 17, В). Это породы известково-щелочной серии, по Пикоку, тихоокеанского типа (Ритман), с индексом родства  $\sigma=1,5-1,8$  (рис. 17, Б). Щелочноизвестковый индекс для них установить нельзя, так как вся представленная группа пород имеет очень близкие содержания щелочей (от 5 до 6%) и СаО (от 3 до 4%) при содержании кремнекислоты от 65 до 71%. Несмотря на такое большое содержание SiO<sub>2</sub>, игнимбриты так же, как и подобные миоценовые породы, близки, по Дэли, не дацитам и липаритам, а слюдяным андезитам. По сравнению со среднемировыми эффузивами наши вулканы являются резко недосыщенными щелочами; их плагиоклаз пересыщен аортитовой молекулой, и на диаграмме А. Н. Заварицкого группа векторов игнимбритов на обеих плоскостях расположена левее линии среднемировых эффузивов по Дэли.

Соотношения содержаний железа, магния, кальция и щелочей остаются постоянными и в общем равны таковым в среднемиоценовых игнимбритах. На диаграммах Полдерваарта видно, что сообщества разновозрастных кислых вулканитов занимают одно и то же положение.

Характеризуемые вулканы относятся в большинстве к породам нормального ряда, но они тем не менее обеднены кальцием — векторы на плоскости *asb* почти вертикальны. Характеристика «*b*» очень мала ( $<7$ ). По положению на диаграмме А. Н. Заварицкого они соответствуют липарито-дацитам. Минералогически все это выражается крайней бедностью содержания цветных фенокристов и сравнительно основным составом плагиоклазов (№ 40—45) при высоких содержаниях SiO<sub>2</sub>.

В соотношении К и Na наблюдается почти постоянное резкое преобладание Na. Лишь в одном образце из шести К больше, чем Na.

Единство химического состава пород не случайно, и наряду с геологическими и петрографическими фактами может быть объяснено единством магматического расплава и времени извержения.

При сравнении петрохимии игнимбритов и лав алнейской серии, развитых в этом же районе, наблюдается резкое различие их химизма, обусловленное в основном слабой дифференциацией верхнемиоцен-плиоценовых вулканитов (от базальтов до

Таблица 6

## Химические анализы поздненеогеновых эффузивов и игнимбритов голыгинского горизонта на юге Камчатки

| Компоненты                     | Эффузивы |        |        |       |       | Игнимбриты |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|----------|--------|--------|-------|-------|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | 1        | 2      | 3      | 4     | 5     | 6          | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    |
| SiO <sub>2</sub>               | 54,85    | 55,08  | 50,78  | 47,60 | 48,98 | 67,15      | 65,25 | 70,74 | 69,98 | 66,56 | 71,32 | 68,50 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,83     | 0,73   | 0,56   | 1,14  | 1,03  | 0,55       | 0,56  | 0,37  | 0,44  | 0,36  | 0,21  | 0,42  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,95    | 17,93  | 20,40  | 19,01 | 19,44 | 16,08      | 14,91 | 13,39 | 14,14 | 16,25 | 13,84 | 14,77 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,15     | 4,64   | 1,87   | 8,92  | 3,71  | 2,77       | 1,81  | 1,84  | 1,16  | 1,68  | 0,90  | 1,69  |
| FeO                            | 4,68     | 4,98   | 8,29   | 4,85  | 6,91  | 1,24       | 2,92  | 1,65  | 1,98  | 2,08  | 1,44  | 1,88  |
| MnO                            | 0,15     | 0,10   | —      | 0,09  | 0,09  | 0,11       | 0,07  | 0,03  | 0,08  | 0,09  | 0,14  | 0,09  |
| MgO                            | 3,61     | 3,52   | 4,92   | 4,98  | 5,85  | 1,12       | 1,42  | 1,24  | 1,48  | 1,30  | 0,69  | 1,21  |
| CaO                            | 7,46     | 6,79   | 10,07  | 8,91  | 9,48  | 3,90       | 4,15  | 3,94  | 2,99  | 4,13  | 2,88  | 3,66  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,07     | 1,60   | 3,33   | 2,02  | 1,67  | 4,65       | 3,39  | 3,01  | 3,81  | 4,29  | 2,84  | 3,66  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,92     | 0,69   | 0,40   | 0,66  | 1,01  | 0,96       | 1,93  | 1,85  | 2,45  | 1,66  | 3,02  | 1,99  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,10     | 0,13   | 0,11   | 0,16  | 0,16  | 0,14       | —     | 0,98  | —     | —     | 0,17  | —     |
| SO <sub>3</sub>                | —        | 0,64   | —      | —     | —     | —          | —     | 0,11  | 0,08  | 0,09  | —     | —     |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,44     | —      | —      | 0,22  | —     | 0,82       | —     | —     | 0,81  | 1,10  | —     | —     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,82     | 0,60   | 0,29   | 0,52  | 0,75  | 0,35       | —     | 0,42  | 0,11  | 0,10  | —     | —     |
| П. п. п.                       | —        | 2,82   | —      | —     | —     | —          | —     | —     | —     | —     | 2,34  | —     |
| Сумма                          | 100,03   | 100,25 | 100,81 | 99,08 | 99,08 | 99,84      | 96,41 | 99,58 | 99,51 | 99,69 | 99,79 | —     |

Примечание. 1 — андезито-базальт, левый борт р. Озерной (Пийп, 1947); 2 — андезито-базальт, р. Желтая. Аналитик Г. И. Гузиева. 3, 4, 5 — базальты Ходуткинских гор. Аналитик В. Г. Котова. Игнимбриты: 6 — р. Озерная (Пийп, 1947); 7 — из коллекции В. В. Аверьева; 8 — р. Первая речка (Апрелков, 1961); 9, 10 — из коллекции Е. Ф. Малеева (1961); 11 — р. Голыгина. Аналитик Г. И. Гузиева; 12 — средний состав игнимбритов по 6 анализам.

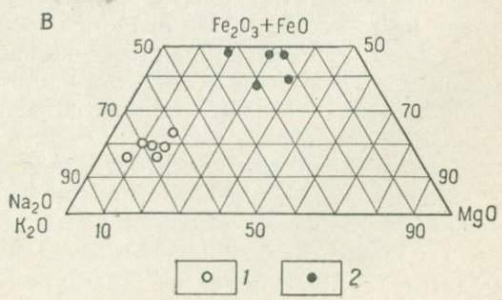
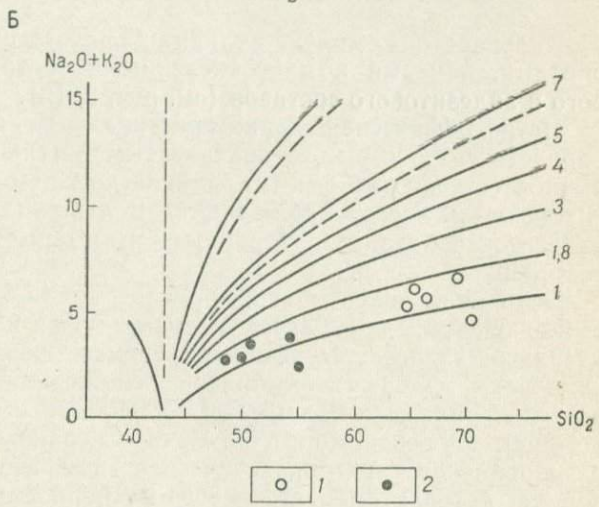
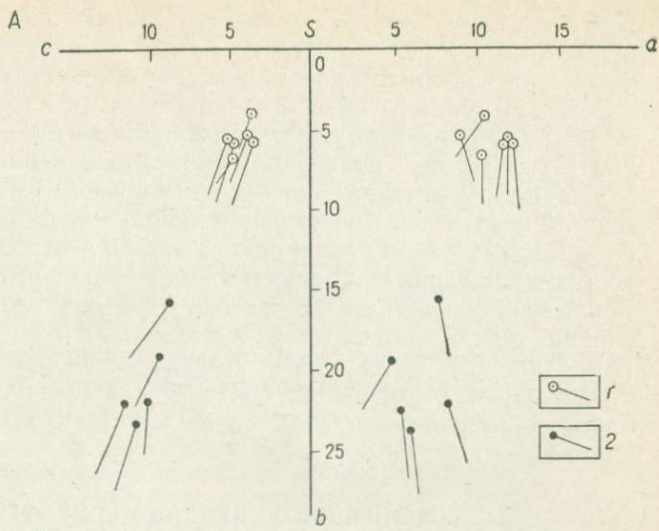


Рис. 17. Химизм  
 игнибритов  
 Южно-Камчат-  
 ской вулканог-  
 тектонической  
 структуры.  
 А. Диаграм-  
 ма А. Н. Завар-  
 ицкого. Б. Диа-  
 грамма Ритмана.  
 В. Диаграмма  
 $MgO-Fe_2O_3+$   
 $+FeO-Na_2O+K_2O$ .  
 1 — игни-  
 бриты гольгин-  
 ского горизонта;  
 2 — верхнемио-  
 цен-плиоценовые  
 эффузивы Южной  
 Камчатки

андезито-базальтов). Из-за того что игнимбриты и алнейские лавы не имеют переходных по химизму разновидностей в данном районе, их сравнительная характеристика затруднена, и судить о петрохимической связи или родстве этих пород на основании петрохимических методик мы можем лишь с большой долей условности. На всех приведенных диаграммах они образуют разобщенные сообщества точек и векторов. Тем не менее эти две группы вулканитов принадлежат к одному типу по Ритману. На диаграмме А. Н. Заварицкого видно, что оба сообщества недосыщены щелочами и анортитовой молекулой по сравнению со среднемиоценовыми эффузивами, и что они «ложатся» на одну вариационную линию верхнемиоцен-плиоценовых эффузивов [Апрелков С. Е. и др., 1963]. Наряду с подобной общностью химизма пород голыгинской свиты и алнейской серии, они совместно обнаруживают отличие от других вулканических ассоциаций.

### ИГНИМБРИТЫ ВУЛКАНА ГОРЕЛОГО

Кальдерный комплекс вулкана Горелого представлен игнимбритами, пемзами и многочисленными экструзиями липаритового и андезитового составов (см. рис. 2, 12).

**Петрографическая характеристика.** Игнимбриты вулкана Горелого — это серые, с красноватым оттенком породы, с черными стекловатыми фьямме, длиной до 25 см при толщине 1 см. В них почти всегда наблюдаются мелкие (до 1 см) обломки андезитов и базальтов. Мощность игнимбритовой толщи достигает 300 м.

Основание покрова игнимбритов наблюдалось в истоках р. Фальшивой, где на агломератовых туфах и потоках андезито-базальтов залегает неспекшаяся, сцементированная лишь гидрхимически фация игнимбритов, сложенная псефо-псаммитовым материалом с обломками обсидианов и дацитов размером до 30 см (туфоигнимбрит, по И. М. Сперанской). Выше по разрезу отмечается витрокластическая псефитовая неспекшаяся порода, которая сменяется серыми пористыми игнимбритами с многочисленными черными фьямме. Мощность нижней части разреза не менее 50 м. Не везде в основании покрова наблюдается слабо сцементированный пирокластический материал. В истоках р. Жировой непосредственно на подстилающих андезито-базальтах залегают вишнево-красные игнимбриты с флюктуационной текстурой.

Средняя и верхняя части остывшей единицы вскрыты в бортах каньона руч. Пенистого (приток р. Вилючи), где основание покрова не обнажено. Нижняя часть обнажения мощностью до 70 м (средняя часть покрова) представлена розовато-бурыми породами с флюктуационной текстурой, среди которых отмечается линза  $2,5 \times 15$  м темных, почти черных обсидианоподобных

пород. Границы линзы с вмещающими игнимбритами нечеткие, они связаны с нею постепенным переходом. К этому линзовидному участку покрова вполне может быть применен термин «реоигнимбрит». В верхней семидесятиметровой части покрова наблюдаются ксеноигнимбриты, представляющие собой агломерат обломков андезитов и базальтов из подстилающих игнимбритов пород, «склеенных» бурой стекловатой массой. Обломки округлых очертаний размером до 3 см составляют 60% объема породы.

Верхняя часть покрова игнимбритов мощностью около 100 м отличается от нижней кирпично-красным оттенком и пористостью игнимбритов. Фьямме в них редки; содержание ксенолитов очень неравномерно и в различных частях колеблется от 5 до 60% породы (табл. 7). В кровле игнимбритового покрова

Таблица 7  
Содержание порообразующих компонентов (%)  
в игнимбритах вулкана Горелого

| Компоненты             | Образцы               |      |     |      |                       |     |     |     |      |     |     |     |      |
|------------------------|-----------------------|------|-----|------|-----------------------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|------|
|                        | Средняя часть покрова |      |     |      | Верхняя часть покрова |     |     |     |      |     |     |     |      |
|                        | 117                   | 117в | 757 | 170а | 170в                  | 120 | 811 | 718 | 753а | 758 | 106 | 748 | 1176 |
| Витрокластический      | 80                    | 80   | 60  | 55   | 79                    | 65  | 80  | 10  | 85   | 80  | 80  | 78  | 75   |
| Кристалло-кластический | 15                    | 15   | 20  | 15   | 20                    | 15  | 15  | 30  | 10   | 15  | 10  | 7   | 10   |
| Ксенолиты              | 5                     | 5    | 20  | 30   | 1                     | 20  | 5   | 60  | 5    | 5   | 10  | 15  | 15   |

виден переход сваренных игнимбритов с призматической отдельностью в слабо спекшиеся породы туфового облика.

Витрокластический компонент. Первичную витрокластическую структуру пеплового потока в игнимбритах можно увидеть лишь в маломощной зоне умеренно-слабого спекания в основании разреза ручья Пенистого. Вся вышележащая часть разреза является зоной, где стекловатый мезостази́с интенсивно сварен, гомогенизирован и перекристаллизован. В основании разреза ручья Пенистого витрокластический компонент имеет вполне различимую, но значительно искаженную пепловую и пеплово-пемзовую структуру и псевдофлюктуационную текстуру. Стекло (под микроскопом) окрашено в буровато-коричневый цвет. В его массе отмечаются смятые рогульки пепла и струйчатые волокнистые обломки пемз размером до 2 мм. В обломках наблюдаются микролиты плагиоклаза. Показатель преломления пемз и пепла одинаков и составляет 1,506. На этом участке происходит «слипание» и сваривание пепловых частиц

в мелкие шарики стекла диаметром 0,1—0,2 мм, в которых различима перлитовая микротекстура. Более сильное сваривание выражается в образовании линз такого стекла длиной до 5 мм, которые и являются фьямме для этих игнимбритов. Обломки пемзы также сплавляются и имеют перлитовые микротрещины, «секущие» ее волокна (табл. VIII, 4). Участки сплавленного пепла окрашены в более густой коричневый тон и выделяются в светлом пепловом мезостазице, но границы этих участков нерезкие. Здесь всегда можно фиксировать постепенный переход между ними.

Выше по разрезу стекло превращается в однородную коричневую массу с псевдовитрофировой структурой и микроперлитовой текстурой. О первичной пемзово-пепловой структуре говорит лишь некоторая его разнородность: на месте бывших обломков пемз наблюдаются участки с флюидальной текстурой среди массивного стекла из бывшего пепла. Однако в линзе реоигнимбрита подобные неоднородности стекла редки. Выше реоигнимбритовой фации покрова витрокластический компонент остается сильно сваренным; перлитовая отдельность в нем исчезает, но первичная пирокластическая структура не наблюдается. Текстура — хорошо выраженная флюктуационная, за счет наличия разноокрашенных (более темных и сравнительно светлых) полос стекла. Темные полосы стекла формируют здесь фьямме, размеры которых достигают  $20 \times 2,5$  см в длину. Они не являются чистым стеклом из-за присутствия в них 10—15% микролитов. Происхождение их обусловлено сложным процессом ассимиляции обломков подстилающих пород на глубине. Об этом свидетельствуют участки андезитовой структуры, имеющие форму «желваков» среди темно-бурого стекла, структуры типа «конского хвоста»: полосы сходятся на одном толстом участке, центральная часть которого сохранила структуру эффузива основного — среднего состава (табл. XVI, 4).

Цвет и структура мезостазица зависят в значительной степени от характера и степени переработки ксенолитов. На этом участке разреза игнимбритового покрова наблюдается активное взаимодействие ксенолитов и мезостазица. Иногда видно, что стекло основной массы ксенолита смешивается со стеклом вмещающей витрокластической массы (табл. XV, 1, 2). Микролиты и вкрапленники выплавляются из ксенолита по его периферии. Вмещающее стекло по границе со смятым обломком гораздо темнее, чем обычно, и содержит микролиты плагиоклаза.

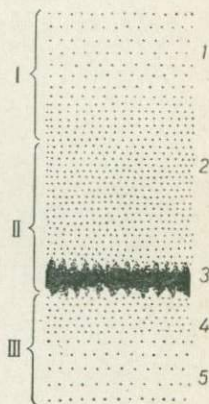
По наблюдениям главным образом над витрокластическим компонентом в покрове игнимбритов устанавливаются следующие зоны по степени спекания стекловатых обломков: а) зона без спекания; где обломки сцементированы лишь гидрохимическим путем, в основании покрова; мощность зоны 30—40 м; б) зона умеренного спекания в средней части покрова, в витрокластическом мезостазице которой различима пемзово-пепловая

структура; мощность зоны около 30 м; в) зона сильного спекания с подзоной реогнимбритов; мощность до 150 м; г) зона слабого спекания кровли игнимбритов. Таким образом, игнимбриды вулкана Горелого образовались, судя по мощной зоне сваривания, из отложений, обладающих высокой температурой — много более 500° С\*.

По степени проявления автопневматолитовых процессов в игнимбридах снизу вверх можно выделить три зоны (рис. 18): а) без проявления кристаллизации, совпадающую с зоной не-

Рис. 18. Схема зональности в игнимбритовом покрове вулкана Горелого:

1 — зона слабого спекания кровли; 2 — зона сильного спекания; 3 — зона гомогенизации (реогнимбритов); 4 — зона умеренного спекания; 5 — зона без спекания. Зональность кристаллизации: I — зона интенсивной дегитрификации, II — зона кристаллизации газовой фазы, III — зона без кристаллизации



спекшихся пород и частично захватывающую зону умеренного спекания; б) проявления кристаллизации газовой фазы, совпадающую с нижней частью зоны сильного спекания; в) интенсивного расстеклования в верхней части зоны сильного спекания и в кровле игнимбритового покрова. Интенсивность кристаллизации возрастает в покрове в направлении снизу вверх, что связано, по-видимому, с преобладающим движением газов в направлении от подошвы к кровле пласта. В зоне кристаллизации газовой фазы этот процесс проявился в пустотах мезостаза. Размеры пустот 0,01—0,1 мм. Они заполнены агрегатом тридимита — кристобалита, кварца и в меньшей степени иголочками полевого шпата. В нижней части зоны выделения агрегатов наблюдаются лишь в редких линзовидных смятых обломках пемз; выше по разрезу количество пузырьков с кристаллами резко возрастает и составляет 30—60% объема породы. На этих участках все пустоты в пеплово-пемзовой витрокластической массе заняты бесцветным агрегатом этих минералов. Здесь породу можно назвать тридимитовым игнимбридом (табл. IX, 1), аналогично тридимитовому липариту Армении [Наседкин В. В., Зиборова Т. А., 1968].

\* Минимальная температура, при которой, по Бойду [1963], происходит сваривание.

Кристаллизация происходит не только в пустотах витрокластической массы, но и в порах ксенолитов. На участке максимального сваривания в реоигнимбритах кристаллизация газовой фазы отсутствует. Максимально она проявилась в середине зоны сильного спекания, где псевдовитрофировый мезостазиэ представлен флюктуационным пузыристым стеклом (пузыри выполнены агрегатом кристаллов), в котором пустоты составляют не менее 70—80% площади стекла.

В зоне интенсивного расстеклования стекло под воздействием газовой фазы превращается в сплошной фельзитовый агрегат тридимита, кварца, полевых шпатов с редкими пироксенами, среди которого наблюдаются редкие реликты незамещенного стекла. Можно проследить все стадии замещения от частичного внизу зоны (табл. IX, 1) до полного в верхней ее части. На участках интенсивного расстеклования замещению фельзитовым агрегатом подвергаются даже ксенолиты эффузивов.

Кристаллокластический компонент в игнимбритах представлен в основном плагиоклазом и редкими темноцветными минералами — моноклинным пироксеном и гиперстеном (единичные зерна). Иногда наблюдаются мелкие гломеропорфировые сростки плагиоклаза, пироксена и магнетита.

Плагиоклаз встречается в кристаллах, имеющих удлиненные призматические сечения длиной до 0,5 мм. Они, как правило, зональны, с четкими двойниковыми швами, по составу соответствуют андезинам. Состав плагиоклаза почти не меняется и остается постоянным во всех частях разреза. Кристаллы слабо подвержены механическому воздействию (дроблению, растаскиванию). В большинстве случаев они сохраняют идиоморфные очертания и четкость границ. Нередко кристаллы проплавлены, отверстия в них имеют удлиненную форму и ориентированы по направлению спайности и двойниковых плоскостей. Стекло образует в кристаллах узкие длинные «заливы», от которых отходят поперечные ответвления. Эти заливы иногда разделяют кристаллы на части.

Моноклинный и ромбический пироксены присутствуют в мелких идиоморфных кристаллах размером 0,1—0,2 мм. Редко наблюдаются обломки. Как видно из табл. 18, оптические свойства пироксенов остаются постоянными во всех частях покрова.

Магнетит присутствует постоянно, но содержится в количестве, весьма незначительном по сравнению с ранее описанными игнимбритами.

Ксенолиты. В нижней части покрова ксенолиты, представленные лавами, не изменены; они всегда имеют обломочную форму, в их ориентировке не наблюдаются какие-либо закономерности. В зоне сильного спекания можно выделить две группы ксенолитов по характеру их взаимоотношений с вмещающей массой: а) крупные включения (более 2 мм) двупироксеновых андезито-базальтов и базальтов, имеющие угловатые

очертания и четкие границы со стеклом, и б) более мелкие, обычно изометричные, как бы окатанные. Граница последних со стеклом не всегда представляет четкую линию, а на отдельных участках выглядит размытой (табл. XV, 1). Происходит это потому, что на контакте с ксенолитом участками расплавляется стекло эффузива и смешивается со стеклом игнимбритового мезостаза. Перлитовые микротрещины игнимбритового стекла «заходят» в ксенолит на участке его частичного переплавления. Участки четкой границы подтверждают ксенолитовую природу обломка и исключают его происхождение как гомеогенного включения.

Хорошо раскристаллизованные лавы базальтов обычно не подвергаются переплавлению. Поры в этих обломках заполнены массивным стеклом и реже тридимитом.

В линзах реоигнимбритов, наряду с обломками лав, имеющих нечеткую границу с вмещающей «перлитовой» массой, имеются более интенсивно переработанные обломки лав, стекло основной массы которых полностью переплавлено. В этом случае граница обломка видна лишь в скрещенных николях по сгущению микролитов; сам обломок имеет уплощенную форму (табл. XV, 2).

Совершенно иные изменения в ксенолитах наблюдаются в верху покрова, в зоне перекристаллизации. Здесь реже отмечается смятие обломков. Они сохраняют свои угловатые очертания, струйчатое стекло «обтекает» включения лав. Границы ксенолитов четкие и хорошо подчеркиваются внешними каемками из минералов кремнекислоты и внутренними — гидроокислов железа. Тонкоагрегатные выделения тридимита, кристобалита и плагиоклаза обычно выполняют поры в зоне газовой фазы кристаллизации. Там, где вторичная кристаллизация проявилась максимально и бывшая витрокластическая масса имеет гранофиловую структуру, происходит почти полное замещение основной массы ксенолита минералами кремнекислоты и полевым шпатом. Включение как бы пропитано этими минералами, первичная структура лавы почти не улавливается, так как большинство микролитов замещено (табл. X, 1). При замещении фемические компоненты перемещались к границе ксенолита или же к границам сохранившихся микролитов и образовывали бурые каемки и сегрегации того же цвета. Возможно, за счет этого процесса игнимбриты верхней части покрова имеют ярко-красный оттенок.

**Фьямме.** При микроскопических наблюдениях устанавливается несколько типов фьямме в игнимбритах. К первому типу относятся линзовидные мелкие выплавки из пепла в зоне умеренного спекания. Это, собственно, участки гомогенизированного стекла, имеющие в наиболее горячих участках весьма крупные размеры. Линза обсидианоподобных реоигнимбритов в каньоне ручья Пенистого, по-видимому, является гигантским

фьямме такого типа. Ко второму типу могут быть отнесены смятые обломки пемз в зоне умеренного спекания, достигающие 2 см в длину. Третий тип фьямме представляет собой стекловатую породу с гиалопилитовой структурой, со следами структуры андезитов и базальтов или же сплюснутый обломок эффузива, в котором стекло основной массы «смешано» с гомогенизированным стекловатым мезостазисом в зоне сильного спекания.

Пемзокластические туфы, окаймляющие поля игнимбритов и вложенные в эрозионные формы, выработанные в них, представляют собой светло-серые породы, состоящие из обломков пемз размером от 1 до 10 см. Они достаточно хорошо сцементированы и не разрушаются руками или лопатой. Объемный вес пемзы более 1. Поры сравнительно мелкие (доли сантиметра), округлые, заполнены пепловым материалом. Под микроскопом цвет стекла бурый. Пепловый материал между обломками пемз имеет четкую неискаженную пепловую структуру без следов давления или сваривания. Стекло свежее, не перекристаллизованное. Показатель преломления такой же, как и у стекла игнимбритов, равен 1,506. Порфиновые выделения в пемзах и кристаллокласты составляют около 10—15% объема туфов и представлены моноклинным пироксеном и плагиоклазом. Рудный минерал представлен незначительным количеством магнетита (менее 1%). Плагиоклаз порфиновых выделений и кристаллокластов преобладает среди минеральной фракции и представлен кислым лабрадором. Моноклинный пироксен имеет интенсивный зеленоватый оттенок, образует крупные — до 2—3 мм кристаллы и обломки,  $c : Ng = 30^\circ$ .

**Петрохимическая характеристика.** Игнимбриты вулкана Горелого относятся к известково-щелочной серии, по Пикоку, к среднему тихоокеанскому ряду Ритмана. Показатель родства ( $\sigma$ ) для них колеблется от 1,8 до 3. Фигуративные точки игнимбритов заключены между вариационными линиями серий Лассен-Пик и Йеллоустонского парка.

Несмотря на то что образцы отобраны из различных участков разреза игнимбритового покрова, химические составы пород сходны (табл. 8). Например, содержание  $SiO_2$  варьирует в пределах 61,04—63,64%; сумма щелочей колеблется от 7,01 до 8,59%. Поэтому на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 19, А) игнимбриты образуют компактную группу векторов. Такая однородность химических составов объясняется, по-видимому, тем, что накопление толщи игнимбритов явилось результатом одной кратковременной и весьма энергичной фазы мощного извержения. Некоторые различия в составе пород кровли и более нижних горизонтов покрова частично обусловлены, как уже отмечено выше, неравномерно проявившейся в покрове фазой газовой кристаллизации, а также неравномерным содержанием ксенолитов.

Таблица 8  
Химические анализы пород вулкана Горелого

| Компоненты                     | Весовые проценты    |        |       |        |       |       |       |       |                   |       |       |        |        |                         |       |
|--------------------------------|---------------------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------------------|-------|-------|--------|--------|-------------------------|-------|
|                                | Образцы игнимбритов |        |       |        |       |       |       | Пемза | Образцы экструзии |       |       |        |        | Лавовые потоки Горелого |       |
|                                | 102                 | 742    | 748   | 137    | 139   | 209/6 | *     |       | 798               | 781   | 756   | 791    | 248/61 | **                      | 3061  |
|                                | 1                   | 2      | 3     | 4      | 5     | 6     | 7     | 8     | 9                 | 10    | 11    | 12     | 13     | 14                      | 15    |
| SiO <sub>2</sub>               | 63,64               | 62,32  | 63,36 | 61,04  | 63,16 | 63,02 | 62,83 | 56,16 | 58,20             | 60,02 | 68,08 | 77,22  | 63,29  | 47,40                   | 51,58 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,56                | 0,46   | 0,47  | 0,43   | 0,41  | 1,10  | 0,73  | 0,50  | 0,50              | 0,39  | 0,44  | 0,31   | 0,74   | 0,44                    | 0,71  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,57               | 17,74  | 18,11 | 18,28  | 17,58 | 18,24 | 17,03 | 18,61 | 18,05             | 16,82 | 16,55 | 12,69  | 15,87  | 21,72                   | 18,46 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,24                | 3,13   | 1,90  | 0,86   | 0,95  | 2,69  | 2,50  | 3,08  | 3,05              | 5,12  | 2,18  | 0,92   | 2,48   | 1,82                    | 2,80  |
| FeO                            | 3,38                | 2,44   | 2,51  | 3,16   | 3,01  | 2,01  | 2,25  | 3,33  | 3,23              | 2,27  | 1,73  | 0,50   | 3,39   | 8,30                    | 6,89  |
| MnO                            | 0,08                | 0,07   | 0,05  | 0,05   | 0,05  | 0,20  | 0,09  | 0,04  | 0,07              | 0,05  | 0,04  | 0,03   | 0,10   | 0,04                    | 0,03  |
| MgO                            | 4,06                | 3,98   | 3,70  | 4,76   | 3,67  | 3,81  | 3,76  | 5,74  | 8,21              | 6,25  | 3,57  | 2,27   | 4,77   | 11,47                   | 8,66  |
| CaO                            | 2,02                | 1,18   | 1,00  | 2,81   | 2,13  | 0,74  | 1,62  | 1,97  | 4,82              | 2,39  | 1,09  | 0,91   | 2,54   | 5,96                    | 5,50  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,69                | 5,82   | 5,26  | 4,04   | 4,90  | 5,02  | 4,67  | 4,02  | 2,29              | 3,50  | 3,47  | 2,92   | 3,88   | 1,74                    | 1,67  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,32                | 2,76   | 3,11  | 3,14   | 3,02  | 2,40  | 2,80  | 2,12  | 1,01              | 2,18  | 2,12  | 3,00   | 2,17   | 0,54                    | 0,52  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,26                | 0,20   | 0,18  | 0,25   | 0,17  | —     | —     | 0,27  | 0,10              | 0,07  | 0,15  | —      | —      | 0,12                    | 0,29  |
| SO <sub>3</sub>                | 0,22                | 0,12   | —     | 0,56   | 0,11  | —     | —     | —     | 0,22              | 0,09  | 0,16  | —      | —      | —                       | 0,02  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | —                   | 0,27   | 0,06  | 1,10   | 0,18  | —     | —     | 3,38  | 0,96              | 0,33  | 0,09  | —      | —      | —                       | 1,85  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,03                | 0,29   | 0,13  | 0,15   | 0,15  | 0,40  | —     | 2,07  | 0,15              | 0,20  | 0,10  | 0,20   | —      | 0,20                    | 0,19  |
| С у м м а                      | 100,07              | 100,78 | 99,83 | 100,63 | 99,49 | 99,63 | —     | 99,22 | 100,86            | 99,68 | 99,77 | 100,97 | —      | 99,75                   | 99,17 |

Примечание. Образцы № 209/61 и № 248/61 из коллекции И. Т. Кирсанова, остальные из коллекции автора. Аналитик А. И. Ильных.

\* Средний состав игнимбритов по 14 анализам.

\*\* Средний состав пород экструзии по 19 анализам.

По химическому составу игнимбриты сходны с роговообманковыми андезитами, но Дэли, но отличаются от них большим

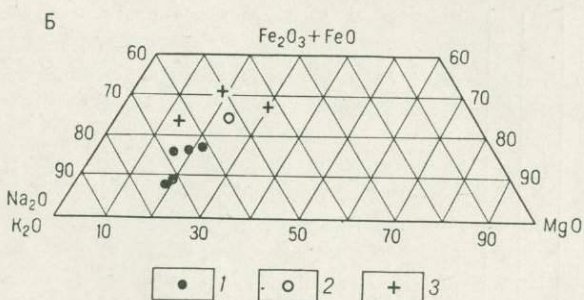
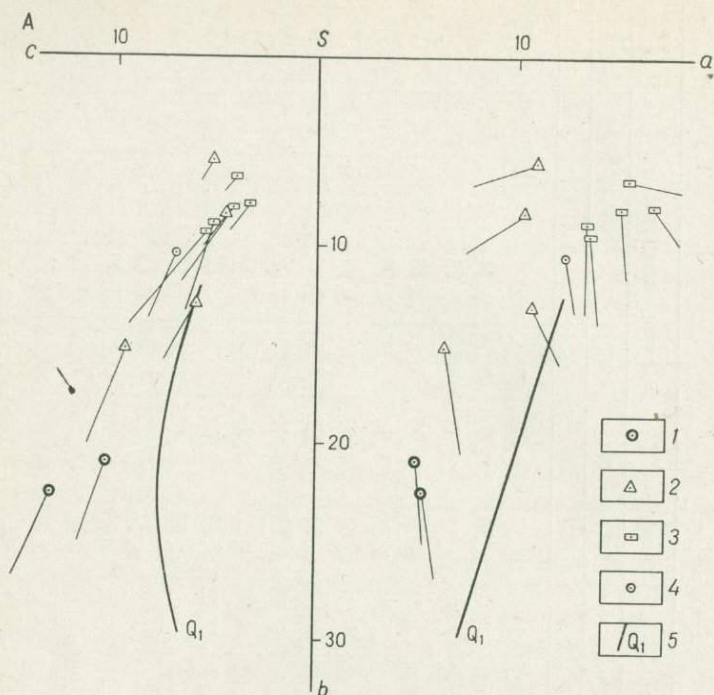


Рис. 19. Химизм игнимбритов вулкана Горелого.

А. Диаграмма А. Н. Заварицкого. 1 — современные потоки вулкана Горелого; 2 — экструзии; 3 — игнимбриты; 4 — пемзы, 5 — вариационная кривая средних составов раннеплейстоценовых лав Камчатки (Апрелков и др., 1963).

Б. Диаграмма  $MgO-Fe_2O_3+FeO-Na_2O+K_2O$ . 1 — игнимбриты; 2 — пемзы; 3 — экструзии.

содержанием щелочей. По сумме щелочей (около 8%) игнимбриты близки кварцевым латитам. Однако они, в отличие от последних, характеризуются резким постоянным преобладанием

На над К. По сравнению со среднемировыми эффузивами они пересыщены щелочами. Все проанализированные образцы игнимбритов характеризуются примерно постоянными количествами щелочей,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ . На диаграмме Полдерваарта ( $\text{F}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{MgO}$ ) их точки группируются в той же части треугольника, что и ранее рассматриваемые среднемиоценовые и плиоценовые игнимбриды, т. е. для них характерны те же соотношения данных компонентов.

Пемзокластические туфы, которые завершают игнимбритообразующую фазу извержения, основнее игнимбритов ( $\text{SiO}_2$  равняется 56,16%), характеризуются большими значениями величин «*b*» и «*c*» и несколько меньшей щелочностью. По-видимому, в процессе извержения происходит эволюция извергаемых продуктов от более щелочных и кислых к более основным и менее щелочным.

Петрохимические особенности экструзий, внедрившихся по кольцевым разломам обрушения кальдерного блока, значительно отличаются от особенностей игнимбритов. Они близки серии Мон-Пеле и сильному, и предельно сильному тихоокеанскому типам. Показатель родства для экструзий не превышает 1,8. Экструзии сложены андезитами, андезито-дацитами и липаритами. Это многоактные купола; липариты заключают экструзивную деятельность. Содержание  $\text{SiO}_2$  в андезитах колеблется от 58 до 60%, в липаритах 68%. Сумма щелочей меняется от 2,30 до 5,68 в андезитах и составляет 5,50% в липаритах. Даже в наиболее кислых экструзиях содержания щелочей меньше, чем в игнимбридах, с максимальным содержанием  $\text{SiO}_2$  и пемзах (см. табл. 8). Основное отличие игнимбритов от экструзий заключается в недосыщенности последних щелочами, по сравнению с первыми. В остальном они также не имеют черт петрохимии игнимбритов, в частности отсутствует единство соотношений всех основных окислов; на диаграмме Полдерваарта они не группируются в одной зоне (рис. 19, Б).

Такое резкое отличие игнимбритов от экструзий — образованных, связанных тесной временной, пространственной и, по-видимому, генетической связью, может быть объяснено двояко: а) различными разобщенными расплавами, давшими игнимбритовый и экструзивный вулканизм и последовательно (возможно, и одновременно) прорывавшимися к поверхности; б) последовательным прорывом на поверхность дифференциатов одной магмы. Возможно, после извержения основных и средних лавщитового вулкана в результате длительной дифференциации очага и последующего игнимбритообразующего извержения из магматической камеры были удалены значительные количества щелочей и летучих. Последующие порции расплава, поступающие на поверхность в виде пемз и экструзий, были обеднены этими компонентами.

Игнимбриты Семячинского вулканического района изучались в обнажениях абразионного уступа Кроноцкого залива от поселка Жупаново на юге до устья р. Шумной — на севере. Игнимбритовая толща представляет собой совокупность нескольких остывших единиц. Она сформировалась в результате длительного многоэтапного развития вулкано-тектонической структуры Бол. Семьячика. Продукты кислого вулканизма были вынесены далеко за пределы центров извержения и аккумуляровались по периферии этой структуры. Благоприятные условия обнаженности вдоль береговой линии Кроноцкого залива позволили изучить особенности каждой остывшей единицы игнимбритов вместе с разделяющими их пачками агломератовых туфов пемзовых потоков, горизонтами тефры, погребенных почв, а также отложениями ледникового и флювиального генезиса. Схематизированный разрез игнимбритовой толщи снизу вверх следующий.

|   | Видимая мощность, м |
|---|---------------------|
| 1. I остывшая единица игнимбритов . . . . .                     | до 15               |
| 2. Неспекшиеся пемзовые туфы пирокластических потоков . . . . . | до 35               |
| 3. II сложная остывшая единица . . . . .                        | до 30               |
| 4. Ледниковые и пирокластические отложения . . . . .            | до 7                |
| 5. III остывшая единица игнимбритов . . . . .                   | до 40               |
| 6. Неспекшиеся пемзовые туфы пирокластических потоков . . . . . | до 20               |
| 7. IV остывшая единица игнимбритов . . . . .                    | до 20               |

Выделенные слои игнимбритовой толщи не прослеживаются по простиранию на значительные расстояния; в большинстве случаев на отдельном участке разреза отмечаются один или два его элемента (рис. 20). Строение толщи устанавливается лишь при самых тщательных полевых наблюдениях.

Игнимбриты I остывшей единицы, подошва которых уходит под урез океана (табл. II, 3). Они встречаются в виде разрозненных выходов на всем протяжении абразионного уступа. Это светло-серые, почти белые при ярком солнечном освещении породы, с грубой призматической вертикальной отдельностью, с отсутствием макропризнаков флюктуационной текстуры, легкие, пористые, непрочные. Для них характерно незначительное содержание (до 10%) и небольшой размер (до 2 см) ксенолитов, полное отсутствие фьямме. В этих игнимбритах отсутствуют признаки какой-либо зональности, наблюдаемые непосредственно в обнажениях; максимальная видимая мощность их составляет 15 м.

По содержанию кристаллокластов игнимбриты I остывшей единицы принадлежат группе порфирокластических игнимбритов (табл. 9).

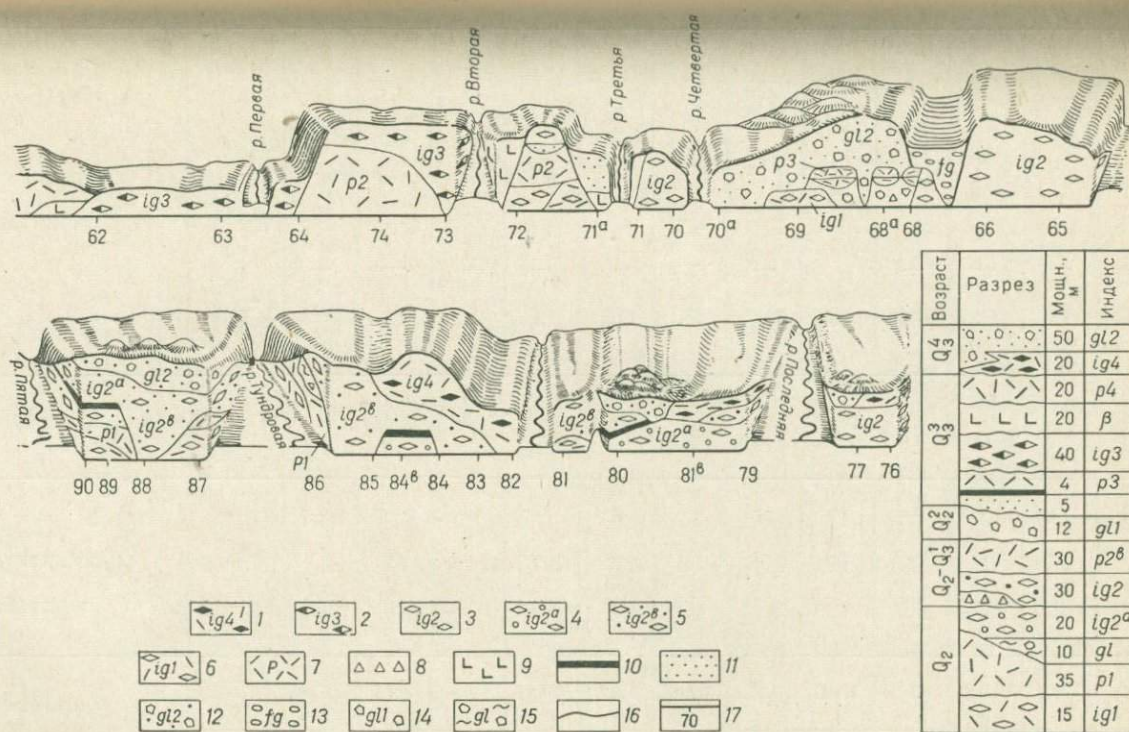


Рис. 20. Схема геологического строения и сводная колонка игнимбритовой толщи, обнажающейся в абразивном уступе Кронотского залива между пос. Жупаново и устьем р. Шумной (Шеймович и др., 1973)

1-6 — игнимбриты: 1 — IV остывшей единицы, 2 — III остывшей единицы, 3 — II остывшей единицы (не разделенной), 4 — нижнего горизонта II остывшей единицы, 5 — верхнего горизонта II остывшей единицы, 6 — I остывшей единицы; 7 — неспекшиеся пемзовые отложения; 8 — пемзовые лапилли; 9 — базальты; 10 — погребенные почвы; 11 — флювиальные отложения; 12 — флювиогляциальные отложения II фазы позднеплейстоценового оледенения; 13 — морена позднеплейстоценового оледенения; 14 — флювиогляциальные отложения I фазы позднеплейстоценового оледенения; 15 — морена (?) среднеплейстоценового оледенения; 16 — геологические границы; 17 — точки наблюдения

Таблица 9

Содержание породообразующих компонентов и минералов-кристаллокластов (%)  
в игнибритах Кроноцкого залива (1 остывшая единица)

| Компоненты            | Образцы |                     |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |                     |
|-----------------------|---------|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|---------------------|
|                       | 78К/1   | 78 <sup>а</sup> К/1 | 69К/1 | 89К/1 | 86К/9 | 71Б/1 | 87К/3 | 72Б/1 | 90Б/1 | 81Б/1 | 81/Б/2 | 70К/1 | 84Б/1 | 72 <sup>а</sup> К/3 |
| Витрокластический     | 70—80   | 90                  | 85    | 90    | 85    | 70    | 65    | 85    | 65    | 75    | 65     | 70    | 60    | 62                  |
| Кристаллокластический | 20—30   | 5                   | 10    | 5—8   | 15    | 30    | 35    | 15    | 34    | 25    | 33     | 30    | 35    | 25                  |
| Ксенолиты             | —       | 1—3                 | 2—3   | —     | —     | <1    | 21    | <1    | 1     | —     | 2      | 1     | 5     | 10                  |

#### Минералы-кристаллокласты

|                      |     |       |     |       |     |       |       |    |    |       |    |       |       |       |
|----------------------|-----|-------|-----|-------|-----|-------|-------|----|----|-------|----|-------|-------|-------|
| Плагиоклаз           | 25  | 4—5   | 5   | 6—7   | 13  | 25    | 33    | 12 | 28 | 22    | 23 | 24    | 28    | 23    |
| Кварц                | —   | —     | —   | —     | —   | —     | Е. з. | —  | 5  | —     | —  | —     | —     | —     |
| Моноклинный пироксен | 1—2 | Е. з. | 2—3 | Е. з. | 1   | Е. з. | Е. з. | 1  | 1  | 1     | 5  | Е. з. | 5     | Е. з. |
| Ромбический пироксен | 1—2 | Е. з. | 2—3 | Е. з. | 1   | 1—2   | Е. з. | 1  | —  | Е. з. | 2  | 5     | Е. з. | 1     |
| Магнетит             | 1—2 | 1—2   | 1   | 1     | 1—2 | 1—2   | 1     | 1  | 2  | 3     | 3  | 1     | 2     | 1     |

При микроскопическом изучении четко устанавливаются пеплово-пемзовая, в значительной мере искаженная структура и псевдофлюидальная текстура витрокластического компонента, который почти полностью замещен микрофельзитовым агрегатом. Размер обломков пемз достигает 5 мм. По степени спекания игнимбриты относятся к слабо-умеренно-сваренным породам. Сильно сваренные разности отсутствуют или не обнажены. Показатель преломления пеплово-пемзовой массы равен 1,510. Микрофельзитовый агрегат представлен полевым шпатом, тридимитом и кристобалитом. По-видимому, образование тонкокристаллического агрегата связано с кристаллизацией газовой фазы, а не только с девитрификацией, так как типичные для девитрификации сферолитовые лучистые структуры отсутствуют. Кристаллический агрегат как бы заполняет все поровое пространство: полости пепловых рогулек, поры пемз. Очень характерно образование более крупных кристаллов в сравнительно крупных порах пемз. Поэтому участки пемз, замещенных автопневматолитовыми минералами, часто представляют видимые невооруженным глазом линзовидные агрегаты прозрачных бесцветных полевых шпатов, тридимита и кристобалита. Очень редко в этих агрегатах отмечаются микровыделения биотита и пироксена. Размер таких фьяммеподобных линз достигает нескольких сантиметров. Степень перекристаллизации мезостаза колеблется от частичной, когда сохраняются незамещенными стенки пепловых и пемзовых обломков, до полной, когда стекло превращено в равномерный мелкозернистый агрегат бесцветных минералов, а витрокластическая масса сохраняется в линзовидных фьяммеподобных реликтах (табл. X, 2).

Преобладающим минералом кристаллокластической фракции является плагиоклаз (см. табл. 9). Кварц отмечается в шлифах очень редко, возможно, в связи с выкрашиванием его при шлифовке.

В. И. Влодавец [1958] относил описанные выше породы к риолито-дацитовым лавам и считал обломки пемз «шлифовыми выделениями» или «ассимилированными кусочками». Такое ошибочное заключение вполне объяснимо, так как в тех случаях, когда пеплово-пемзовая масса полностью замещена микрофельзитом, игнимбрит имеет облик лавы. Однако наблюдения в нескольких обнажениях берегового разреза позволили обнаружить в этих породах отчетливые пирокластические пеплово-пемзовые структуры, что делает невозможным отнесение их к лавам.

Отложения пирокластических потоков. На размытой кровле игнимбритов I остывшей единицы залегает пачка белесовато-серых агломератовых неспекшихся туфов пирокластических потоков. Туфы сложены песчано-алевритовым пемзовым материалом и обломками пемзы размером 15—20 см. Пемза белая, мелкопористая, с показателем преломления

стекла от 1,496 до 1,505. Кроме пемзы, в туфах присутствует около 35% непемзовых обломков—эффузивов и туфов. Эти отложения зафиксированы на участке разреза между реками Пятой и Тундровой, где они достигают мощности 18 м, и в южной части разреза, где их максимальная мощность составляет 35 м. На остальной части побережья они отсутствуют, что, возможно, обусловлено приуроченностью потоков к древним долинам.

Игнимбриты II остывшей единицы ложатся на размытую поверхность либо подстилающих пемз, либо нижележащих игнимбритов. На подстилающих отложениях эта остывшая единица залегает с явным угловым несогласием. Эти игнимбриты имеют в прибрежной части ясно выраженный наклон около 5—7° к океану (табл. II, 1; табл. III, 2). Наклон имеет, вероятно, не тектоническое происхождение, а обусловлен наклоном подстилающей эрозионной поверхности и гравитационным изгибанием покрова при обрушении его фронтальной части в океан и проседанием рыхлых подстилающих отложений. Основанием для предположения о ненарушенном залегании II остывшей единицы является отсутствие тектонических дислокаций в подстилающих отложениях. Контакт этих игнимбритов с подстилающими отложениями вскрыт в обнажении северного борта долины р. Тундровой на берегу океана. Здесь они залегают на размытой поверхности неспекшихся отложений пирокластических потоков. В эрозионных карманах в подстилающих отложениях глубиной до 9 м наблюдается неслоистый и несортированный песчано-дресвянистый материал, содержащий оглаженные и оббитые обломки эффузивов, шлаков и игнимбритов размером до 0,5 м. Общий облик материала, наличие экзотических глыб дают основание предполагать, что это могут быть остатки древних ледниковых отложений, вынесенных по долине р. Тундровой. На грубообломочных отложениях наблюдаются черные вулканические пески и шлаки мощностью 0,7 м, верхняя часть (2 см) которых слабо гумусирована. Процесс образования почвы был прерван игнимбритообразующим извержением.

Характеризуемые игнимбриты образуют «сложную остывшую единицу» в понимании Р. Л. Смита [1963]. В большинстве случаев (в устьях рек Шумной, Последней, Тундровой) она представляет собой единое слабо зональное тело и лишь в отдельных местах (например, в устье р. Пятой) можно наблюдать ее раздвоение, выражающееся в появлении среди игнимбритов горизонта неспекшейся тефры мощностью до 3 м. В этом месте оба покрова залегают согласно и имеют одинаковый наклон.

II остывшая единица имеет четко зональное строение. Основание ее сложено светло-бурым вулканическим песком мощностью 0,2 м, который выше постепенно переходит в черную весьма плотную породу (слабо спекшийся игнимбрит) с плитчатой отдельностью и землистым изломом. Мощность этой части единицы равна 0,25 м. Вышеупомянутые породы постепен-

но сменяются умеренно сваренными игнимбритами мощностью 0,6 м, в нижней части которых наблюдаются линзовидные включения шелковистой пемзы размером  $3 \times 0,5$  см. Верхняя часть остывшей единицы представлена плотными крепкими темно-серыми породами со столбчатой и блоковой отдельностью, с флюидальной текстурой, обусловленной наличием светло-серых полосок длиной до нескольких десятков сантиметров и шириной до 2 см. Кровля этих игнимбритов на наблюдавшихся участках размыта, а подошва вскрыта в единичных обнажениях; поэтому в большинстве случаев они могут быть опознаны как эффузивы. Лавоподобный облик этих пород усиливается благодаря небольшому количеству ксенолитов (не более 10%) и наличию весьма крупных кристаллокластов, которые на фоне темной гомогенизированной витрокластической массы создают полную иллюзию порфировой структуры. В. И. Влодавец [1958], наблюдавший эти породы между Седьмой и Восьмой речками, описывает их как андезито-дациты, очень близкие к дацитам. Однако наличие пирокластических структур витрокластического мезостаза в спекшихся разновидностях этих пород и обнаруженные нами переходы от плотных сваренных разностей к рыхлым, почти несцементированным, не позволяют отнести эти породы к лавам.

По количеству кристаллокластов игнимбриты II остывшей единицы относятся к порфирокластическим (табл. 10).

Пемзово-пепловая структура витрокластической массы легко устанавливается в слабо спекшихся и перекристаллизованных зонах игнимбритового покрова. В шлифах из обнажений, где вскрыт нижний контакт II остывшей единицы, наблюдается постепенный переход от слабо искаженной пирокластической (витрокластической) структуры к полностью сваренному, почти бесструктурному флюктуационному прозрачному стеклу. В зоне умеренного сваривания среди смятых пепловых и пемзовых частичек уже наблюдаются гомогенизированные участки, содержание которых в витрокластическом компоненте выше по разрезу становится все более значительным. Сваренное гомогенизированное стекло имеет под микроскопом коричневый цвет. Оно разбито трещинами типа трещин усыхания на правильные многоугольники. Показатель преломления его колеблется от 1,500 до 1,505.

Для данных игнимбритов не характерны столь активная перекристаллизация стекла и выделение минералов газовой фазы, которые наблюдаются в нижележащей остывшей единице. Здесь часто отмечается выделение минералов газовой фазы в овальных пустотах и порах в зонах сильного сваривания. Правда, на отдельных участках игнимбритов пемзовые обломки полностью замещены агрегатом минералов из тридимита и полевого шпата. Иногда от стекла остаются редкие реликты, образующие в сечении шлифа своеобразные ячеи, заполненные

Таблица 10

Содержание породообразующих компонентов и минералов-кристаллокластов (%) в игнимбритах Кроноцкого залива (II остывшая единица)

| Компоненты            | Образцы |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                       | 89К/2   | 89К/3 | 86К/1 | 86К/2 | 86К/3 | 86К/4 | 81К/1 | 81К/1 | 81К/3 | 87К/1 | 81Б/3 | 65К/1 | 76К/1 |
| Витрокластический     | 58      | 75    | 85    | 80    | 78    | 90    | 60    | 70    | 80    | 65    | 80    | 70    | 75    |
| Кристаллокластический | 40      | 15    | 15    | 20    | 20    | 10    | 40    | 25    | 20    | 30    | 20    | 30    | 20    |
| Ксенолиты             | 2       | 10    | Е. з. | Е. з. | 2     | Е. з. | —     | 5     | —     | 5     | Е. з. | Е. з. | 5     |

Минералы-кристаллокласты

|                      |    |       |       |       |       |       |    |    |    |    |       |    |    |
|----------------------|----|-------|-------|-------|-------|-------|----|----|----|----|-------|----|----|
| Плагиоклазы          | 30 | 14    | 14    | 18    | 18    | 9     | 28 | 17 | 15 | 20 | 18    | 23 | 15 |
| Моноклинный пироксен | 5  | Е. з. | Е. з. | Е. з. | Е. з. | Е. з. | 5  | 3  | 3  | 3  | Е. з. | 2  | 2  |
| Ромбический пироксен | 2  | Е. з. | Е. з. | Е. з. | 1—2   | Е. з. | 5  | 3  | —  | 3  | Е. з. | 3  | 2  |
| Магнетит             | 3  | 1     | 1     | 2     | 1     | 1     | 2  | 2  | 2  | 4  | 1     | 2  | 1  |

агрегатом этих минералов (табл. IX, 1). Продукты расстеклования имеют светлую окраску. Реликты стекла образуют фьяммеобразные выделения.

Ледниковые и пирокластические отложения отмечены в бухте Нерпичьей. Здесь на игнимбритах II остывшей единицы фиксируются два горизонта ледниковых отложений, разделенных почвенно-пирокластическим чехлом и пачкой неспекшихся пемзовых агломератовых туфов. Нижний горизонт представлен глыбово-щебнистыми отложениями с песчано-дресвянистым заполнителем. Обломки оглажены и оббиты. В небольшом количестве представлены хорошо окатанные валуны диаметром до 0,3 м. Мощность этих отложений равна 12 м. Местами они перекрыты аллювиальными галечниками и песками, выше которых залегает почвенно-пирокластический чехол. Последний перекрыт 4-метровым слоем неспекшихся пемзовых агломератовых туфов, окраска которых снизу вверх меняется от желтой через бурую до черной. Эти туфы содержат значительное количество крупных обломков пемзы размером 0,2—0,3 м. Показатель преломления стекла пемзы колеблется от 1,508 до 1,514. Верхний горизонт ледниковых отложений, в отличие от нижнего, имеет более мелкозернистый заполнитель и содержит меньше крупнообломочного материала, хотя размер отдельных глыб здесь возрастает до 1,5 м. В составе этого горизонта отмечаются и водно-ледниковые фации. Последние отличаются лучшей окатанностью и неясной слоистостью галечно-валунного материала. Их мощность достигает 50 м.

Игнимбрикам III остывшей единицы (табл. II, 3) свойственна отчетливо выраженная зональность. В основании наблюдается рыхлая неспекшаяся фация игнимбрикового покрова бурого цвета мощностью 0,5 м, переходящая постепенно в светло-бурую слабо спекшуюся разность игнимбриков с грубой плитчатой отдельностью. Они также постепенно сменяются красно-бурыми игнимбриками с хорошо выраженной текстурой фьямме. Отдельность в этой зоне призматическая и глыбовая. Отличительной макроскопической особенностью этой остывшей единицы являются многочисленные крупные (до 40 см) фьямме различного состава и наличие больших (до 15 см) ксенолитов базальтов, содержание которых достигает 20% (табл. 11).

В отличие от залегающих в основании разреза игнимбриков, данные породы характеризуются постоянным содержанием кристаллокластов и повышенным количеством ксенолитов.

Витрокластический компонент неоднороден и представлен двумя типами стекла — светлым и бурым. Последнее составляет до 10% объема пород III остывшей единицы. В неспекшейся зоне в основании покрова наблюдаются овальные пористые черные лапилли и бомбы диаметром от 1—2 до 15 см. Выше по разрезу они приобретают линзовидную форму, утрачивают пористость. Часто среди этих линз-фьямме, достигающих в дли-

Таблица 11

Содержание породообразующих компонентов  
и минералов-кристаллокластов (%)  
в игнимбритах Кроноцкого залива (III остывшая единица)

| Компоненты            | Образцы |        |        |        |        |        |        |
|-----------------------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                       | 62 К/1  | 62 К/2 | 63 К/1 | 64 К/1 | 64 К/2 | 73 К/1 | 73 К/2 |
| Витрокластический     | 65      | 85     | 75     | 65     | 50     | 70     | 72     |
| Кристаллокластический | 20      | 15     | 20     | 20     | 30     | 25     | 18     |
| Ксенолиты             | 15      | —      | 5      | 15     | 20     | 5      | 10     |

#### Минералы-кристаллокласты

|                      |   |    |    |    |    |    |    |
|----------------------|---|----|----|----|----|----|----|
| Плагиоклаз           | 9 | 11 | 20 | 15 | 25 | 14 | 15 |
| Моноклинный пироксен | 6 | 2  | 3  | 2  | 2  | 4  | 1  |
| Ромбический пироксен | 4 | 1  | 1  | 2  | 2  | 6  | 1  |
| Магнетит             | 1 | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  |

ну 40 см, встречаются черные обсидиановые разновидности с показателем преломления стекла 1,525. Иногда в них наблюдаются переходы от пористых волокнистых периферических частей к массивному стеклу в центре линз. Вмещающий витрокластический мезостазис, показатель преломления которого равен 1,510, имеет пеплово-пемзовую структуру. Обломки пемз здесь крупные (до 10 см). В зоне спекания крупные обломки пемзы диагенезируются в меньшей степени, чем мелкая пеплово-пемзовая фракция, и часто образуют светлые фьямме с различной «пемзовой» текстурой.

Кристаллизация в игнимбритах выражается в девитрификации стекла и кристаллизации минералов газовой фазы. Продукты всех видов кристаллизации представлены микроагрегатом минералов из тридимита, кристобалита и полевого шпата. Девитрификация проявляется в замещении стекла микрофельзитовым агрегатом. Минералы газовой фазы кристаллизуются в овальных порах (0,1—0,2 мм) пемз, где образуются более крупные кристаллы, чем при девитрификации. На участках интенсивной перекристаллизации пемзово-пепловый мезостазис и темные фьямме полностью замещаются микрофельзитом. При этом текстура фьямме исчезает (микрофельзит светлый). Темное стекло наблюдается здесь лишь в мелких реликтах.

Кристаллокластические минералы имеют тот же состав и представлены в тех же количествах, что и в I и II остывших единицах. В одном из образцов данного покрова наблюдалось единичное зерно роговой обманки. Акцессорные минералы пред-

ставлены апатитом, рудные — магнетитом. Соотношения и количество минералов кристаллокластов в игнимбритах III остывшей единицы отражены в табл. 11.

Пирокластические отложения. Игнимбиты III остывшей единицы перекрываются неспекшимися агломератовыми пемзовыми туфами пирокластических потоков, которые, в свою очередь, у подножия вулканов группы Бол. Семячика подстилают морену II фазы позднеплейстоценового оледенения. Туфы обнажаются в южной части характеризуемого разреза, слагая целиком абразионный уступ на участке от лимана Семячик до р. Первой. В отличие от пемзовых агломератовых отложений, залегающих под III остывшей единицей, они характеризуются большей плотностью пемз, желтой окраской. В их разрезе четко различается несколько слоев различного гранулометрического состава, соответствующих разновременным порциям пемзового материала. В них развита вертикальная столбчатая отдельность. Наблюдаются следы фумарольных ходов, около которых туфы окрашены в розовый и красный цвета. Показатель преломления стекла пемз 1,500—1,505.

Игнимбиты IV остывшей единицы. Выходы пород IV остывшей единицы приурочены к северной части разреза, где она со значительным размывом залегает на игнимбритах II остывшей единицы. Мощность покрова не превышает 20 м. Протяженность его вдоль берега около 6 км. Для данной остывшей единицы характерны прямая зависимость ее мощности от рельефа подстилающей поверхности и интенсивная изменчивость физических свойств как по мощности, так и по простиранию. Эта особенность выражается в появлении сильно сваренных разностей на участках повышенных мощностей при слабой, в общем, степени спекания в игнимбритах данного покрова. Зоны сильного сваривания в абразионном уступе выделяются черными линзовидными участками протяженностью до 200 м при мощности до 5 (см. рис. 23). Обычно на участках с небольшой мощностью в основании единицы залегает буровато-коричневый пемзово-пепловый нецементированный материал мощностью до 0,5 м. Выше этот материал постепенно уплотняется и обогащается пемзовой дресвой того же цвета (мощность уплотненного слоя 0,3 м). С постепенным увеличением плотности эта разность переходит в слабо спекшиеся черные игнимбиты с тонкоплитчатой отдельностью. В них видны сплюснутые обломки черных пемз до 20 см длиной, ориентированные согласно подошве пласта. В устье р. Двойной, где первоначальная мощность игнимбитов достигала нескольких десятков метров, материал сварен более интенсивно. Здесь в основании покрова залегает светло-бурая тонкоплитчатая разность игнимбитов с текстурой фьямме. Местами они имеют веерообразную отдельность. Их мощность 1,5 м. Выше они сменяются черными массивными игнимбритами с призматической отдельностью и

гомогенизированной витрокластической массой (мощность 2,5 м). Эти игнимбриты вверх по разрезу переходят в светло-бурые тонкоплитчатые разности, аналогичные породам основания (мощность 2 м). От всех нижележащих игнимбритов они отличаются равномерным минимальным содержанием кристаллокластов и максимальным — витрокластического компонента (табл. 12). Последний представляет собой пеплово-пемзовый

Таблица 12

Содержание породообразующих компонентов и минералов-кристаллокластов (%) в игнимбритах Кроноцкого залива (IV остывшая единица)

| Компоненты                      | Образцы |        |        |        |        |        |
|---------------------------------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                 | 83 К/1  | 83 К/2 | 83 К/3 | 78 К/2 | 79 К/2 | 82 К/1 |
| Витрокластический               | 89      | 90     | 85     | 85     | 90     | 83     |
| Кристаллокластический           | 10      | 8      | 10     | 10     | 8      | 15     |
| Ксенолиты                       | 1       | 2      | 5      | 5      | 2      | 2      |
| <b>Минералы-кристаллокласты</b> |         |        |        |        |        |        |
| Плагиоклаз                      | 7       | 7      | 10     | 9      | 6      | 10     |
| Моноклинный пироксен            | Е. з.   | Е. з.  | Е. з.  | 1      | 1      | 2      |
| Ромбический пироксен            | 2       | Е. з.  | Е. з.  | Е. з.  | 1      | 1      |
| Магнетит                        | 1       | 1      | Е. з.  | Е. з.  | Е. з.  | 1      |

материал, переходящий в зонах интенсивного спекания в темно-бурое, почти черное массивное или флюидальное стекло, показатель преломления которого колеблется от 1,505 до 1,516. Автопневматолитовая кристаллизация (девитрификация и кристаллизация газовой фазы) в данных игнимбритах почти не проявилась. Лишь на отдельных участках в пемзовых обломках кристаллизуются минералы газовой фазы.

Кристаллокластические минералы составляют около 10% объема игнимбритов, по составу минералов не отличающихся от нижележащих остывших единиц.

**Петрографическая характеристика.** Несмотря на длительную историю формирования игнимбритовой толщи, петрографические особенности собственно игнимбритов имеют много общих черт.

Витрокластический компонент различных покровов слабо отличается по показателю преломления, который колеблется в пределах 1,505—1,516 (табл. 16).

Кристаллокластический компонент в различных покровах представлен одним и тем же набором минералов

(см. табл. 10—13), средние содержания которых примерно равны. Исключение составляет лишь кварц, характерный только для игнимбритов I остоящей единицы. Оптические свойства минералов кристаллокластического компонента также близки во всех остоявших единицах.

Плагиоклаз большей частью формирует призматические таблицы длиной 1—3 мм, но встречается и в мелких остроугольных обломочках размером 0,1—0,3 мм. Это свежие кристаллы без признаков вторичных изменений с четкими двойниковыми швами. Крупные выделения зональны, мелкие идиоморфные кристаллы, как правило, не зональны. Иногда они несут следы вторичного катаклаза (дробление преобразованной витрокластической массой). Наряду с четкими и прямыми границами встречаются и коррозионные. Состав выделений плагиоклазов соответствует среднему андезину — кислому лабрадору. Вероятно, среди кристаллокластов присутствуют также кристаллы ксенолиты, захваченные при извержении. Эти плагиоклазы отличаются более основным составом. Состав периферических каемок зональных зерен предполагаемых ксенолитов соответствует лабрадору. Они отличаются резко выраженной зональностью и ксеноморфным габитусом.

Кварц образует крупные, до 3 мм, овальные трещиноватые зерна; для него характерно мгновенное погасание.

Пироксены, как правило, образуют мелкие зерна с призматическим сечением. Часто они наблюдаются в сростании с магнетитом. Ромбические пироксены отличаются слабым плеохроизмом и незначительным двупреломлением.  $2v$  по восьми замерам на столике Федорова = 53—60°. Моноклинные пироксены с заметным зеленоватым оттенком, иногда сдвойникованы, оптически положительны;  $2v = +54$ .

Для минералов кристаллокластов весьма характерны моно- и полиминеральные (плагиоклаз-пироксен-магнетитовые) гломеропорфировые сростания. Как правило, структура таких сростков идиоморфнозернистая, размеры 1—3 мм.

Акцессорные минералы кроноцких игнимбритов представлены апатитом.

Ксенолиты в игнимбритах представлены в основном обломками андезито-базальтов и базальтов с интерсертальной структурой и очень редко — обломками игнимбритов. Размеры наблюдаемых ксенолитов невелики, в шлифах не превышают обычно 1—2 мм и лишь иногда достигают 4 мм в длину. Большинство из этих включений переработано при вторичном преобразовании игнимбритов или же в предшествующий извержению этап. Ксенолиты очень редко имеют четкие контакты с преобразованной витрокластической массой и обломочные очертания. Чаще они не имеют резких границ, интенсивно ожелезнены, расплющены и образуют линзовидные включения — фьямме. Отмечается резорбция микролитов плагиоклазов в некоторых

ксенолитах. По-видимому, это обломки, частично переработанные игнимбритообразующим расплавом в течение времени, предшествующего извержению.

**Некоторые особенности строения игнимбритовой толщи.** Приведенные материалы иллюстрируют ритмичность в строении игнимбритовой толщи, обнажающейся в Жупановском абразионном уступе. Ритмичность выражается в чередовании разделенных временными перерывами игнимбритовых покровов и слоев неспекшихся, преимущественно пемзовых, пирокластических отложений. Анализ взаимоотношений выделенных в данном разрезе остывших единиц показывает, что эти временные перерывы неравнозначны. Пемзовые отложения отделены от подстилающих игнимбритов эрозионными несогласиями. Временные перерывы между образованием пемз и игнимбритов были незначительными, так как на контактах между ними не отмечается следов длительного вулканического покоя: мощных почвенно-пирокластических чехлов, флювиальных осадков. Таковы взаимоотношения между слоями 1 и 2, 5 и 6 рассматриваемого разреза. Иной характер взаимоотношений игнимбритовых остывших единиц с подстилающими образованиями. Как правило, формированию игнимбритов предшествуют более длительные эрозионные процессы. В глубоких и широких эрозионных карманах в подстилающих вулканитах за время, предшествующее игнимбритообразованию, успевают отложиться достаточно мощные аллювиальные, флювиогляциальные и ледниковые накопления, образуется почвенно-пирокластический чехол. Таков характер нижнего контакта II остывшей единицы. Ледниковые и флювиальные осадки, отложившиеся до формирования III остывшей единицы, также свидетельствуют о значительном перерыве в интенсивной эксплозивной деятельности, который предшествовал образованию III остывшей единицы.

Таким образом, при рассмотрении строения игнимбритовой толщи правильнее будет говорить не о ритмичности в ее накоплении, выражающейся в чередовании отложений пемз и игнимбритов, а о фазности извержений, обусловивших накопление толщи. Фаза извержения представлена игнимбритообразующими эксплозиями и извержениями пемзовых пирокластических потоков. Строение поля игнимбритов показывает, что фаза извержения начинается игнимбритообразованием и заканчивается извержением пемз. Иногда наблюдаются отклонения от этой схемы, выражающиеся в отложении маломощных пемз и тефры в начале фазы эксплозивной деятельности, после чего формируются покровы игнимбритов и следующие после них отложения пемзовых пирокластических потоков. В разрезе рассматриваемой толщи можно выделить продукты по крайней мере четырех фаз крупных извержений. Первой фазе соответствуют отложения слоев 1 и 2, второй фазе, представленной в разрезе неполностью, — отложения слоя 3, третьей — отложения слоев 5 и 6;

четвертой фазе, также представленной в разрезе неполностью,— отложения слоя 7. Принадлежность продуктов первой фазы к определенному этапу эволюции вулкано-тектонической структуры Бол. Семячика не установлена; игнимбриты второй фазы связаны с формированием кальдеры Бол. Семячика, продукты третьей и четвертой фаз образованы в результате внутрикальдерного этапа развития структуры [Мелекесцев и др., 1974].

**Петрохимическая характеристика.** Все вулканиты, слагающие игнимбритовую толщу изученного участка в районе Кроноцкого залива, несмотря на довольно широкие колебания химического состава (табл. 13), обладают рядом общих петрохимических особенностей. Они относятся к известково-щелочному ряду. На диаграмме Ритмана они образуют единый, весьма протяженный рой точек, соответствующий вулканитам средне- и сильнотихоокеанского ряда. Они близки вулканическим сериям Лассен-Пик и Йеллоустонского парка. Установить для этих пород индекс Пикока невозможно, так как содержания щелочей и  $\text{CaO}$  при данных содержаниях (от 73 до 62%) очень слабо изменяются, и на диаграмме Харкера фигуративные точки  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  образуют субпараллельные полосы (рис. 21).

Толща игнимбритов в целом образует единый ряд пород от липаритов до слюдяных андезитов. Совокупность пород слабо пересыщена щелочами, по сравнению со среднемировыми эффузивами по Дэли, а по содержанию  $\text{Ca}$  в плагиоклазах вполне соответствует им. На диаграмме Полдерваарта они в общем группируются, закономерно приурочиваясь к линии, вдоль которой с уменьшением содержания щелочей увеличивается содержание окислов железа и магния (см. рис. 21, Г). Содержание щелочей всех вулканитов в целом колеблется от 6 до 7,5%,  $\text{Na}$  почти всегда преобладает над  $\text{K}$ . В породах с высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (более 69%) это преобладание выражено слабее, чем в более основных вулканитах.

При всем единстве пород (особенно игнимбритов) среди вулканитов различных фаз имеются все-таки определенные петрохимические различия. Различия, обусловленные дифференциацией в ходе одного извержения, наблюдаются среди вулканитов одной фазы.

Игнимбриты первой фазы извержения (см. табл. 13) принадлежат к сильно-тихоокеанскому ряду Ритмана с показателем родства ( $\sigma$ ) от 1 до 1,4. Содержание  $\text{SiO}_2$  в породах не опускается ниже 70% и колеблется от 70 до 75%; содержание щелочей колеблется от 6,0 до 7,30%;  $\text{CaO}$  от 1,84 до 2,78;  $\text{MgO}$  не превышает 0,94%. По Дэли, они близки среднемировым гранитам и липаритам, но отличаются резким преобладанием  $\text{Na}$  над  $\text{K}$  ( $n$  от 63 до 68) и слабой недосыщенностью щелочами.

Пемзы этой фазы извержения (обр. 86К/8) сохраняют основные петрохимические особенности игнимбритов I остывшей единицы. Однако они значительно основнее и менее щелочны:

Таблица 13

Химические анализы вулканитов игнимбритовой толщи Кроноцкого залива

| Компоненты                     | Вулканиты I фазы извержения |             |        |        |       |             |             |       |
|--------------------------------|-----------------------------|-------------|--------|--------|-------|-------------|-------------|-------|
|                                | Игнимбриты                  |             |        |        |       | Пемзы       |             |       |
|                                | 86к/9<br>65                 | 86к/9<br>66 | 70к/1  | 43к/1  | 44к/3 | 86к/8<br>66 | 86к/8<br>67 | 86к/7 |
|                                | 1                           | 2           | 3      | 4      | 5     | 6           | 7           | 8     |
| SiO <sub>2</sub>               | 70,42                       | 75,20       | 68,90  | 72,54  | 73,08 | 66,36       | 67,18       | 56,52 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,30                        | 0,35        | 0,47   | 0,45   | 0,02  | 0,55        | —           | 1,20  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,54                       | 12,26       | 15,15  | 13,92  | 14,45 | 15,31       | —           | 17,71 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,11                        | 1,06        | 1,65   | 1,18   | 0,76  | 2,28        | —           | 2,75  |
| FeO                            | 3,02                        | 0,72        | 1,96   | 0,54   | 0,86  | 1,89        | —           | 4,02  |
| MnO                            | 0,0                         | 0,16        | 0,0    | 0,0    | 0,12  | 0,05        | —           | 0,14  |
| MgO                            | 0,94                        | 0,25        | 0,93   | 0,74   | 0,65  | 1,61        | —           | 2,83  |
| CaO                            | 2,60                        | 1,84        | 2,78   | 1,92   | 2,18  | 4,65        | —           | 5,54  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,85                        | 3,91        | 5,12   | 4,21   | 4,00  | 4,00        | 3,83        | 2,98  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,58                        | 3,40        | 2,34   | 2,93   | 2,73  | 1,86        | 2,46        | 1,03  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,25                        | 0,16        | 0,15   | 0,00   | 0,54  | 0,40        | —           | 2,24  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,53                        | 0,19        | 0,68   | 1,76   | 0,53  | 0,51        | —           | 2,38  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —                           | 0,08        | —      | 0,01   | 0,04  | 0,06        | —           | 0,12  |
| CO                             | —                           | —           | —      | —      | —     | —           | —           | —     |
| С у м м а                      | 100,14                      | 99,58       | 100,13 | 100,20 | 99,96 | 99,53       | —           | 99,46 |

Продолжение табл. 13

| Компоненты                     | Вулканиты II фазы извержения |        |        |       |        |        |       |        |        |        |
|--------------------------------|------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
|                                | Игнимбриты                   |        |        |       |        |        |       |        |        |        |
|                                | 89к/2                        | 89к/3  | 81Б/3  | 86к/5 | 22к/1  | 43к/3  | 146/1 | 62к/1  | 73к/1  | 73к/32 |
|                                | 9                            | 10     | 11     | 12    | 13     | 14     | 15    | 16     | 17     | 18     |
| SiO <sub>2</sub>               | 62,92                        | 66,42  | 67,30  | 70,18 | 64,34  | 63,16  | 64,60 | 62,44  | 62,68  | 67,17  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,95                         | 0,93   | 0,48   | —     | 0,68   | 1,00   | 1,18  | 1,02   | 1,04   | 0,54   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,50                        | 16,31  | 16,06  | —     | 16,58  | 16,18  | 14,73 | 15,71  | 17,01  | 15,72  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,52                         | 2,03   | 1,71   | —     | 1,92   | 2,22   | 0,84  | 3,10   | 2,67   | 2,44   |
| FeO                            | 2,40                         | 1,35   | 1,64   | —     | 3,80   | 3,32   | 4,74  | 4,04   | 2,56   | 1,52   |
| MnO                            | 0,20                         | 0,18   | 0,22   | —     | 0,0    | 0,25   | 0,0   | 0,0    | 0,33   | 0,17   |
| MgO                            | 1,56                         | 0,62   | 1,94   | —     | 1,10   | 1,69   | 1,43  | 1,76   | 1,84   | 1,99   |
| CaO                            | 5,44                         | 4,08   | 3,19   | —     | 3,90   | 5,22   | 4,20  | 4,76   | 4,30   | 3,72   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,28                         | 5,21   | 5,03   | 4,66  | 4,77   | 4,75   | 5,00  | 4,20   | 5,31   | 4,52   |
| K <sub>2</sub> O               | 1,66                         | 1,86   | 2,13   | 2,97  | 2,15   | 1,67   | 2,08  | 1,92   | 1,40   | 1,97   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,46                         | 0,32   | 0,44   | —     | 0,15   | 0,48   | 0,16  | 0,43   | 0,50   | 0,10   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,50                         | 0,68   | 0,02   | —     | 1,2    | 0,26   | 0,84  | 0,66   | 0,56   | 0,34   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,1                          | 0,08   | —      | —     | —      | 0,33   | —     | —      | 0,11   | —      |
| CO                             | —                            | —      | —      | —     | —      | —      | —     | 0,10   | —      | —      |
| С у м м а                      | 99,49                        | 100,07 | 100,16 | —     | 100,59 | 100,53 | 99,80 | 100,14 | 100,31 | 100,20 |

Продолжение табл. 13

| Компоненты                     | Вулканы III фазы извержения |        |       |       |        |       |       |       |
|--------------------------------|-----------------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
|                                | Игнимбриты                  |        |       |       |        | Пемзы |       |       |
|                                | 73к/3                       | 42к/1  | 46к/4 | 19к/1 | 6к/1   | 91к/3 | 91/к3 | 75к/3 |
|                                | 19                          | 20     | 21    | 22    | 23     | 24    | 25    | 26    |
| SiO <sub>2</sub>               | 62,96                       | 60,82  | 69,86 | 69,88 | 65,70  | 68,68 | 62,70 | 50,52 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,46                        | 1,20   | 0,35  | 0,43  | 0,67   | 0,67  | 1,00  |       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,97                       | 15,82  | 13,24 | 13,37 | 15,60  | 13,42 | 14,44 |       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,36                        | 3,22   | 0,78  | 1,13  | 1,14   | 2,33  | 2,55  |       |
| FeO                            | 2,27                        | 4,08   | 1,23  | 2,68  | 3,10   | 1,44  | 3,42  |       |
| MnO                            | 0,22                        | 0,27   | 0,11  | 0,0   | 0,0    | 0,05  | 0,15  |       |
| MgO                            | 2,28                        | 2,10   | 0,67  | 0,84  | 1,35   | 1,14  | 2,79  |       |
| CaO                            | 3,63                        | 5,28   | 1,64  | 3,30  | 3,70   | 3,74  | 6,14  |       |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,57                        | 4,56   | 4,19  | 4,05  | 4,88   | 3,44  | 3,26  | 3,19  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,52                        | 1,41   | 3,25  | 2,21  | 2,42   | 1,79  | 1,38  | 1,19  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,48                        | 0,68   | 0,64  | 0,49  | 0,26   | 0,32  | 0,26  |       |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 2,15                        | 0,50   | 3,62  | 1,48  | 1,82   | 2,43  | 1,84  |       |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —                           | 0,38   | 0,04  | —     | —      | 0,08  | 0,06  |       |
| CO                             | —                           | —      | —     | —     | —      | —     | —     |       |
| Сумма                          | 99,87                       | 100,32 | 99,62 | 99,86 | 100,64 | 99,53 | 99,99 |       |

Продолжение табл. 13

| Компоненты                     | Вулканы IV фазы извержения |       |        |       | Средние составы игнимбритов |         |          |         |                       |
|--------------------------------|----------------------------|-------|--------|-------|-----------------------------|---------|----------|---------|-----------------------|
|                                | Игнимбриты                 |       |        |       | I фаза                      | II фаза | III фаза | IV фаза | Среднее по всем фазам |
|                                | 83к/2                      | 79к/2 | 78к/2  | 46к/5 |                             |         |          |         |                       |
|                                | 27                         | 28    | 29     | 30    | 31                          | 32      | 33       | 34      | 35                    |
| SiO <sub>2</sub>               | 69,76                      | 67,16 | 69,02  | 66,44 | 72,03                       | 64,79   | 65,19    | 68,09   | 67,08                 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,34                       | 0,74  | 0,55   | 0,78  | 0,32                        | 0,87    | 0,71     | 0,60    | 0,65                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,68                      | 15,45 | 14,21  | 14,76 | 14,06                       | 16,06   | 15,30    | 14,77   | 15,14                 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,60                       | 1,89  | 1,40   | 2,26  | 1,15                        | 1,87    | 2,10     | 1,54    | 1,74                  |
| FeO                            | 2,36                       | 2,04  | 2,01   | 1,66  | 1,42                        | 2,87    | 2,68     | 1,99    | 2,34                  |
| MnO                            | 0,0                        | 0,20  | 0,25   | 0,06  | 0,05                        | 0,14    | 0,14     | 0,13    | 0,12                  |
| MgO                            | 1,14                       | 0,84  | 0,27   | 1,36  | 0,70                        | 1,39    | 1,60     | 0,90    | 1,23                  |
| CaO                            | 1,80                       | 2,28  | 2,06   | 3,10  | 2,26                        | 4,34    | 3,79     | 2,31    | 3,34                  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,95                       | 4,75  | 4,74   | 4,30  | 4,22                        | 4,84    | 4,41     | 4,18    | 4,44                  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,06                       | 1,72  | 3,13   | 2,56  | 2,80                        | 1,92    | 2,26     | 2,37    | 2,30                  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 1,98                       | 0,80  | 1,20   | 0,73  |                             |         |          |         |                       |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 2,00                       | 1,07  | 1,39   | —     |                             |         |          |         |                       |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —                          | 0,86  | 0,06   | —     |                             |         |          |         |                       |
| CO                             | —                          | —     | —      | —     |                             |         |          |         |                       |
| Сумма                          | 99,67                      | 99,0  | 100,29 | 99,90 |                             |         |          |         |                       |

Примечание. 1—3, 6—8, 9—12, 16—19, 24—29 — образцы из береговых обрывов Кроноцкого залива, 4, 5, 13—15, 20—23, 30 — образцы бассейна р. Верхний Стан; 31 — среднее по 5 анализам, 32 — среднее по 6 анализам, 33 — среднее по 8 анализам, 34 — среднее по 4 анализам; 35 — среднее по 23 анализам. Аналитики: М. М. Милованова, Т. В. Долгова, Н. Р. Гусакова.

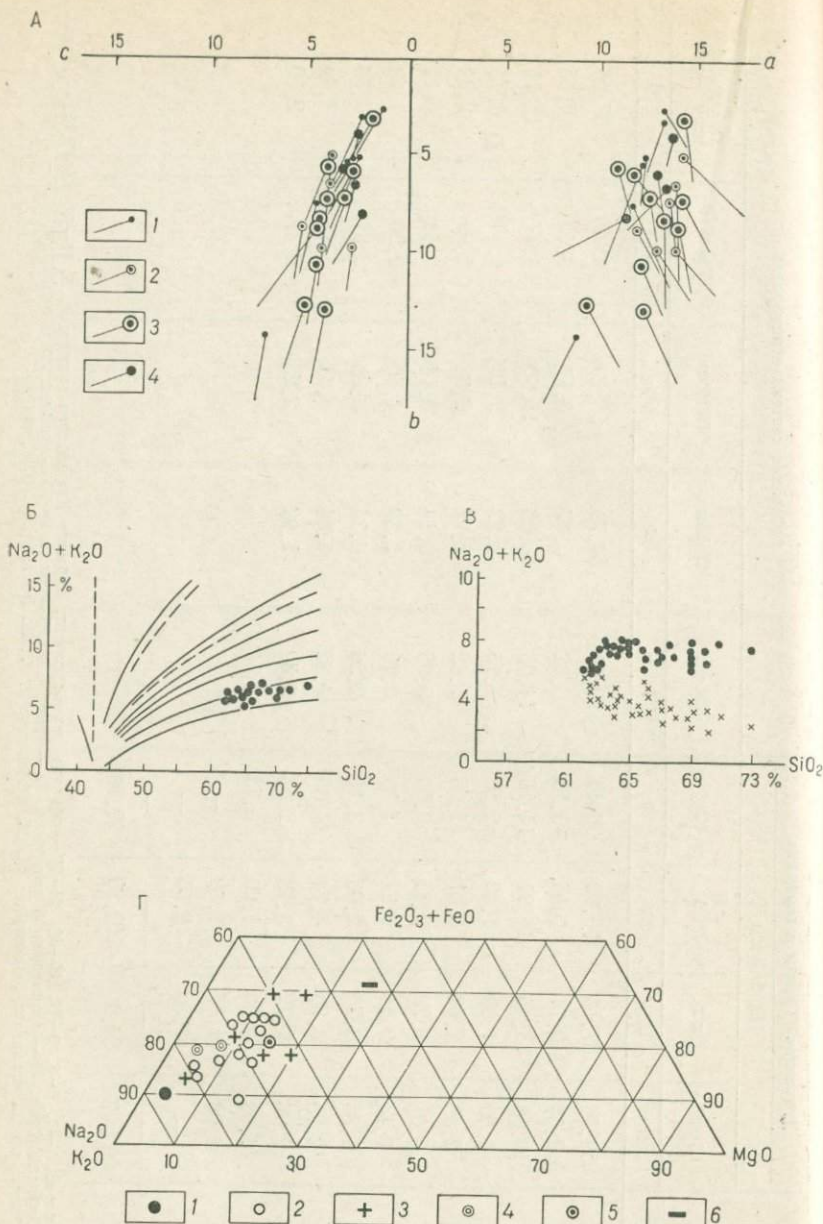


Рис. 21. Химизм плейстоценовых игнимбритов Кроноцкого залива.

А. Диаграмма А. Н. Заварицкого: 1 — вулканиты I фазы извержения (игнимбриды, пемза пирокластических потоков, тефра); 2 — игнимбриды II фазы извержения (II остывшая единица); 3 — вулканиты III фазы извержения (игнимбриды II остывшей единицы и пемзы пирокластических потоков); 4 — вулканиты IV фазы извержения (игнимбриды IV остывшей единицы).

Б. Диаграмма Ритмана. В. Диаграмма Харкера. Г. Диаграмма  $MgO-Fe_2O_3+FeO-Na_2O+K_2O$ . 1—4 — игнимбриды: 1 — I остывшей единицы, 2 — II остывшей единицы, 3 — III остывшей единицы, 4 — IV остывшей единицы; 5 — неспекшиеся пемзы пирокластических потоков; 6 — тефра

содержание  $\text{SiO}_2$  равно 66,36%,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  составляет 5,86%. По химизму они наиболее близки дациту по Дэли.

Образованные в заключительный период этой фазы извержения отложения тефры являются наиболее основными вулканитами и близки слюдяным андезитам по Дэли. При содержании  $\text{SiO}_2$ , равном 56,52%, они явно недосыщены щелочами ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,01\%$ ). Показатель родства для них близок всем вулканитам первой фазы извержения ( $\sigma = 1$ ).

Продукты второй фазы извержения (см. табл. 13) представлены игнимбритами II остывшей единицы. На диаграмме Ритмана они образуют единую группу точек с показателем родства 1,8 (сильно — среднетихоокеанский ряд). На диаграмме Полдерваарта (рис. 21, Г) тесно группируются в одной зоне, так как отношения  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO}$  постоянны и в среднем соответствуют 65 : 20 : 15. По отношению к среднемировым эффузивам и к вулканитам первой фазы они пересыщены щелочами (их вариационная кривая значительно правее всех остальных на плоскости *asb*), хотя по содержанию щелочей они почти не отличаются от игнимбритов I остывшей единицы (от 5,94 до 7,36% при средних содержаниях 6,30—6,60%). На всегда преобладает над *K* (*n* изменяется в пределах 69—80). Содержание  $\text{SiO}_2$  в них значительно ниже, чем в игнимбритах I единицы, и варьирует от 62,44 до 69,76%.

Вулканиты третьей фазы извержения представлены игнимбритами III остывшей единицы (см. табл. 13). Как и игнимбриты II остывшей единицы, они образуют весьма широкий ряд пород, по составу соответствующий ряду от андезитов (обр. 42K/I) до гранитов по Дэли. На диаграмме Полдерваарта фигуративные точки III единицы не образуют компактной группы. Отношения  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO}$  варьируют в широких пределах: (80—55) : (10—30) : (10—15) и занимают промежуточное положение между игнимбритами I и II единиц. По химизму они весьма схожи с игнимбритами II остывшей единицы. Содержания  $\text{SiO}_2$  для них варьируют от 60,82 до 69,88% (среднее 65,68%), щелочей от 5,97 до 7,40%,  $\text{CaO}$  от 3,30 до 3,70% (в среднем). Характеристика *n* не опускается ниже 61 и чаще колеблется от 70 до 80.

Игнимбриты четвертой фазы извержения по химизму весьма близки к игнимбрикам III остывшей единицы (см. табл. 13). Все проанализированные образцы близки друг другу. Содержание основных окислов колеблется в очень узких пределах. Отношения  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO}$  составляют (70—77) : 18 : (3—13), хотя образцы взяты из разных частей покрова как по мощности разреза, так и по простиранию.

Имеющийся материал позволяет проследить изменение химизма вулканитов каждой фазы извержения и эволюцию петрохимии вулканитов всей толщи игнимбритов изученного участка. Изменение химизма вулканитов одной фазы извержения можно

рассмотреть на примере продуктов первой фазы. Эволюция петрохимических особенностей этой фазы происходит путем, очень типичным как для кальдерообразующих [Katsui I. 1963], так и для игнимбритообразующих извержений, а именно: во время извержения происходит смена кислых вулканитов все более основными (рис. 22, А, Б), при этом петрохимическое родство

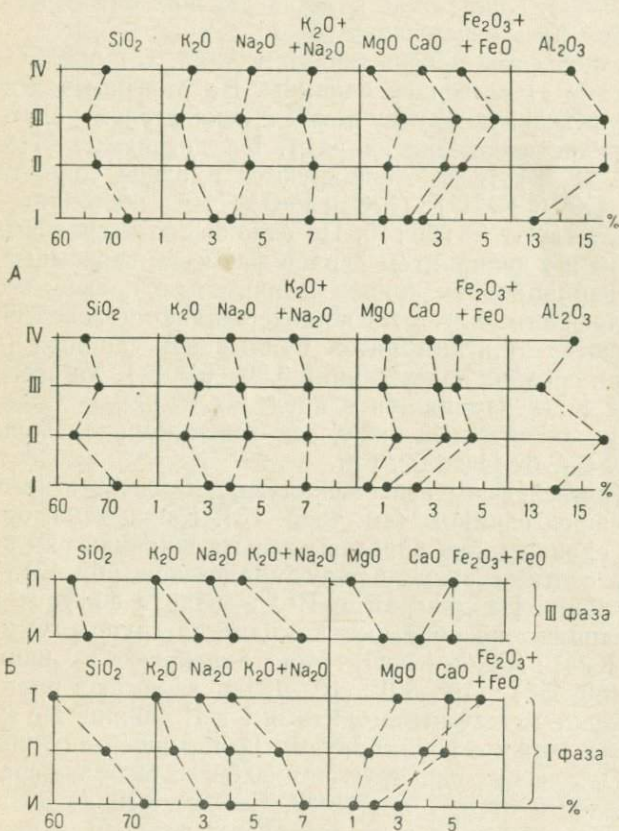


Рис. 22. Эволюция химических составов игнимбритовых покровов в толще игнимбритов Кроноцкого залива.

А. I, II, III, IV — фазы игнимбритовых извержений (остывшие единицы). Вверху — изменения химизма игнимбритов, обнажающихся в абразионном уступе Кроноцкого залива; внизу — игнимбриты бассейна р. Верхний Стан. Б. Направленность изменения химического состава во время I и III фаз игнимбритовых извержений (разрез абразионного уступа Кроноцкого залива). И — игнимбриты, П — неспешая пемза пирокластических потоков, Т — тефра

между вулканитами сохраняется. Эволюция идет не непрерывно, а прерывисто. При образовании одного типа вулканитов не происходит изменения основных химических свойств. После прекращения игнимбритообразующего извержения через определенное время начинается извержение пемз, значительно отличающихся от игнимбритов по химизму (рис. 22, Б). Игнимбриты являются наиболее кислыми и щелочными продуктами извержения. В продуктах последующих этапов извержения последовательно убывает содержание кремнекислоты и щелочей и соответственно увеличивается содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO и

$Fe_2O_3 + FeO$ . Таким образом, при извержении одной фазы последовательно опустошающийся очаг или колонна поставляет все более основной и менее щелочной материал.

## ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ ИГНИМБРИТОВ

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Морфологические, литологические и петрографические особенности игнимбритов совпадают с особенностями сваренных туфов пепловых потоков, идентификацией которых занимались

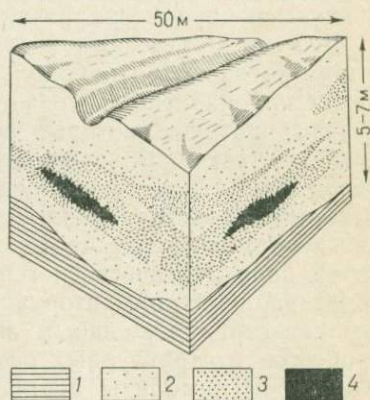


Рис. 23. Схематическая блок-диаграмма распределения фаций спекания в игнимбритовом покрове.

1 — подстилающие отложения; фракции игнимбритового покрова; 2 — слабо спекшиеся, 3 — умеренно спекшиеся, 4 — сильно спекшиеся

ряд исследователей. Наиболее полное обобщение по этому вопросу проведено Россом и Смитом (Росс, Смит, 1963; Smith, 1960).

В основании многих игнимбритовых покровов наблюдается рыхлый нецементированный пеплово-лапиллиево-бомбовый материал (табл. V, 3). В средних сваренных частях покрова наблюдается смятие лапиллей и бомб (табл. VI, 1, 2, 3), превращение их в обсидианоподобные стекла. К кровле покрова вновь отмечается переход линзовидных выделений в овальные обломки пористых стекол (табл. IV, 2). Спекшиеся лавоподобные породы, обычно с флюидалльной текстурой, образуют зоны в покрове, которые представляют собой линзы длиной 10—200 м при мощности 1—15 м (рис. 23). Они не имеют резких ограничений от слабо сцементированной и нецементированной витрокластической вмещающей массы и связаны с нею постепенными переходами как по мощности, так и по простиранию покрова.

В самых нижних частях покрова пепловые и пемзовые частицы не ориентированы и сохраняют угловатые очертания (табл. VII); выше по разрезу частицы «слипаются» друг с другом и ориентированы субпараллельно. Появляется эвтакситовая текстура, но пеплово-пемзовая структура все еще отчетливо

видна. В средних частях покрова происходят новые качественные изменения витрокластической массы. В низах линзовидных сваренных зон покрова в пеплово-пемзовой массе появляются темноокрашенные шарики и линзы с микроперлитовой текстурой, которых выше становится все больше, и вскоре вся порода оказывается состоящей из перлитового стекла, весьма однородного, почти без признаков первичной структуры. Изменения структуры таких стекол выше по разрезу проследить трудно из-за автопневматолитических явлений в верхних частях покрова. Но даже там, где витрокластическая масса наиболее гомогенизирована, можно все-таки различить неоднородность, обусловленную спеканием различных по размерам обломков. •

Все эти факты позволяют достаточно уверенно говорить об игнимбритах как о породах, образовавшихся в результате спекания пирокластического материала, а не во время излияния лавовых потоков, которые дезинтегрируются только в своих краевых частях. Большую путаницу в проблеме генезиса этих пород вносят многочисленные находки похожих на игнимбиты кластолав в экструзивном и интрузивном залегании. Это приводит некоторых исследователей к выводу об отсутствии игнимбитов пирокластического генезиса. Отрицание этого способа образований игнимбитов часто обусловлено неточностями палеореконструкций, слабым знанием современных взрывных процессов и структурных особенностей пирокластических отложений: «Игнимбиты не являются спекшимися пирокластическими породами. Об этом свидетельствует нахождение наряду с покровами интрузивных форм залегания этих пород, повторение линиями флюидальности и ориентировкой пепловидных частичек неровностей интрузивных контактов, отсутствие сортировки обломков по гранулометрическому составу и распыления обломков вкрапленников, неизбежного при взрыве...» [Маракушев А. А., Яковлев Е. Б., 1975, с. 9]. По-видимому, подобное заключение было бы невозможно, если бы авторы смогли ознакомиться с особенностями строения молодых игнимбитовых покровов. Кстати, отсутствие сортировки обломков по гранулометрическому составу и распыления вкрапленников является характерной чертой современных, заведомо взрывных образований [Малеев Е. Ф., 1969; Мелекесцев И. В. и др., 1970; Брайцева О. А. и др., 1965].

В состав игнимбитов входят кристаллокластический, витрокластический компоненты и ксенолиты (табл. 14).

Кристаллокласты в исследованных игнимбритах представлены плагиоклазом, кварцем, ромбическим и моноклинным пироксенами, роговой обманкой и биотитом; рудный минерал представлен магнетитом, аксессуарный — апатитом, очень редко цирконом. Калиевых полевых шпатов среди кристаллокластов не отмечено. Однако в игнимбритах разных покровов указанный набор минералов наблюдается не полностью (табл. 15).

Таблица 14

Содержание порообразующих компонентов в четвертичных игнимбритах (в % от объема породы)

| Название компонента   | Вулкан Горелый       |       |        |                       |       |        | Кроноцкий залив  |       |        |      |       |        |      |       |        |      |       |        | Вулкан Хангар | Вулкан Кеудач | р. Асава |
|-----------------------|----------------------|-------|--------|-----------------------|-------|--------|------------------|-------|--------|------|-------|--------|------|-------|--------|------|-------|--------|---------------|---------------|----------|
|                       | Нижняя часть покрыва |       |        | Верхняя часть покрыва |       |        | Остывшие единицы |       |        |      |       |        |      |       |        |      |       |        |               |               |          |
|                       |                      |       |        |                       |       |        | I                |       |        | II   |       |        | III  |       |        | IV   |       |        |               |               |          |
|                       | Мин.                 | Макс. | Средн. | Мин.                  | Макс. | Средн. | Мин.             | Макс. | Средн. | Мин. | Макс. | Средн. | Мин. | Макс. | Средн. | Мин. | Макс. | Средн. |               |               |          |
| Витрокластический     | 55                   | 80    | 70     | 10                    | 85    | 74     | 60               | 90    | 75     | 60   | 90    | 75     | 60   | 90    | 75     | 83   | 90    | 87     | 89            | 60            | 50       |
| Кристаллокластический | 15                   | 20    | 17     | 7                     | 30    | 16     | 5                | 35    | 23     | 10   | 35    | 23     | 10   | 40    | 23     | 8    | 15    | 10     | 10            | 20            | 43       |
| Ксенолиты             | 5                    | 30    | 15     | 1                     | 60    | 15     | 0                | 10    | 1      | 0    | 10    | 1      | 0    | 10    | 2      | 1    | 5     | 3      | 1             | 20            | 2        |

Таблица 15

Состав кристаллокластического компонента в четвертичных игнимбритах (в % объема породы)

| Минералы              | Вулкан Горелый |       |        | Остывшие единицы Кроноцкого залива |       |        |       |       |        |       |       |        |       |       |        | Вулкан Хангар | Вулкан Кеудач | р. Асава |
|-----------------------|----------------|-------|--------|------------------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|---------------|---------------|----------|
|                       |                |       |        | I                                  |       |        | II    |       |        | III   |       |        | IV    |       |        |               |               |          |
|                       | Мин.           | Макс. | Средн. | Мин.                               | Макс. | Средн. | Мин.  | Макс. | Средн. | Мин.  | Макс. | Средн. | Мин.  | Макс. | Средн. |               |               |          |
| Плагиоклаз            | 7              | 30    | 15     | 5                                  | 33    | 18     | 9     | 30    | 18     | 9     | 25    | 16     | 6     | 10    | 8      | 5-7           | 10            | 21       |
| Кварц                 | —              | —     | —      | —                                  | 5     | Е. з.  | —     | Е. з. | —      | —     | —     | —      | —     | —     | —      | 1             | —             | 17       |
| Ромбический пироксен  | Е. з.          | Е. з. | Е. з.  | —                                  | 5     | 1      | Е. з. | 3     | 1      | 1     | 6     | 2      | Е. з. | 2     | 1      | Е. з.         | 5             | Е. з.    |
| Моноклиновый пироксен | Е. з.          | Е. з. | Е. з.  | Е. з.                              | 5     | 1      | Е. з. | 5     | 1      | 1     | 6     | 3      | Е. з. | 2     | 1      | —             | 3             | —        |
| Роговая обманка       | —              | —     | —      | —                                  | —     | —      | —     | —     | —      | —     | —     | —      | —     | —     | —      | 2             | —             | Е. з.    |
| Биотит                | —              | —     | —      | —                                  | —     | —      | —     | —     | —      | —     | —     | —      | —     | —     | —      | —             | —             | —        |
| Магнетит              | 1              | 1     | 1      | 1                                  | 3     | 1      | 1     | 4     | 2      | 1     | 1     | 1      | 1     | 1     | 1      | 1             | 1             | 1        |
| Апатит                | Е. з.          | Е. з. | Е. з.  | Е. з.                              | Е. з. | Е. з.  | Е. з. | Е. з. | Е. з.  | Е. з. | Е. з. | Е. з.  | Е. з. | Е. з. | Е. з.  | Е. з.         | Е. з.         | Е. з.    |
| Циркон                | —              | —     | —      | —                                  | —     | —      | —     | —     | —      | —     | —     | —      | —     | —     | —      | —             | —             | Е. з.    |

Плагиоклаз (табл. XI, 3—6), постоянно присутствующий и преобладающий минерал среди кристаллокластов, образует идиоморфные таблицы. Он всегда зонален и сдвойникован в большинстве случаев по одному закону: (010). Зональность ритмическая, центральные зоны очень слабо отличаются по составу от периферических. В большинстве случаев состав плагиоклаза соответствует андезинам № 35—45 (рис. 24). Лишь очень редко отмечаются лабрадоры; как правило, это корродированные ксенокристаллы — выплавки из эффузивных включений (табл. XVII—XIX).

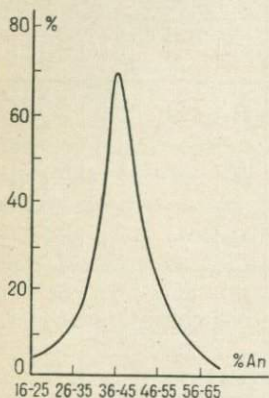


Рис. 24. Состав плагиоклазов в четвертичных игнимбритах Камчатки (по 35 замерам на столике Федорова)

Кварц (табл. XII, 1, 2, 4), несмотря на то что игнимбриды пересыщены кремнекислотой, далеко не постоянный член кристаллокластического компонента. Он образует довольно крупные, до 5 мм длиной, ксеноморфные трещиноватые корродированные зерна. Погасание слабо волнистое или мгновенное.

Мелкие идиоморфные выделения пироксенов постоянно присутствуют в игнимбритах. Моноклинные пироксены отличаются постоянными оптическими характеристиками во всех покровах.  $2v = +54^\circ$  ( $49-55^\circ$ ),  $c : Ng = 42-46^\circ$ . Для ромбических пироксенов игнимбритов вулкана Горелого  $2v = -61 \div -65^\circ$ , для кроночких игнимбритов  $2v$  составляет от  $-55^\circ$  до  $60^\circ$ .

Отличительным качеством идиоморфных зерен роговой обманки в игнимбритах является отсутствие опацитовых кайм, типичных для роговых обманок эффузивов и экструзий (табл. XIII). Вероятно, отсутствие опацинизации объясняется тем, что каждая частица была изолирована от воздуха газовой оболочкой, обеспечивающей большую подвижность игнимбритообразующего материала. Возможно, это объясняется специфическим составом газовой фазы игнимбритообразующего материала. Г. Тазиев [1972] предполагает значительную роль в его составе углекислоты.

Несмотря на многие черты пирокластического генезиса игнимбридов, имеются характерные признаки, сближающие их с

эффузивами. Один из них — это частый идиоморфизм кристаллов. Почти все они, за исключением резорбированного кварца, имеют идиоморфные очертания, особенно плагиоклаз, пироксены, роговая обманка и магнетит. Идиоморфизм нарушается лишь механическим воздействием — раздавливанием во время формирования покрова (см. табл. XX).

Нередко в игнимбритах отмечаются гломеропорфировые сростки и гомеогенные включения кристаллов (табл. XI, 1, 2). В строении этих выделений принимают участие все минералы кристаллокластического компонента (за исключением кварца). Идиоморфизм кристаллов, вероятно, может быть объяснен переносом твердых частиц в вязкой газовой-жидкой среде. Среди игнимбритов по составу кристаллокластов выделяются кварцсодержащие и бескварцевые разновидности. Кварцсодержащие игнимбриты встречаются значительно реже бескварцевых. Они, как правило, содержат роговую обманку и биотит. Составы плагиоклаза в обеих разновидностях одинаковые.

Замеры показателей преломления стекол витрокластического мезостаза, не затронутого пневматолитической кристаллизацией, говорят в целом об однородности мезостаза в разновозрастных и пространственно разобщенных полях игнимбритов. По различным авторам, колебания показателя преломления стекла соответствуют весьма незначительным изменениям в содержании в них  $\text{SiO}_2$  от 68 до 71% (табл. 16). Возможно, что

Таблица 16

Показатели преломления стекла в игнимбритах Камчатки

| Место отбора образца         | Возраст игнимбритов | Показатели преломления | Содержание $\text{SiO}_2$ (%) в стекле (X. Вильямс и др., 1957) | Содержание $\text{SiO}_2$ (%) в игнимбритах по химическим анализам |
|------------------------------|---------------------|------------------------|---|--|
| Гольгинский горизонт         | $N_2$               | 1,511                  | 68—72   | 65—71  |
| Вулкан Горелый               | Q                   | 1,506                  | 70—72   | 61—63  |
| Игнимбриты Кроноцкого залива | Q                   |                        |   |  |
| I остывшая единица           |                     | 1,505—1,510            | 68—72   | 68—75  |
| II остывшая единица          |                     | 1,500—1,505            | 72—73   | 63—70  |
| III остывшая единица         |                     | 1,510                  | 68—71   | 62—67  |
| IV остывшая единица          |                     | 1,505—1,516            | 68—72   | 67—69  |

однородность состава стекла в разных игнимбритах так же, как аналогия в составах плагиоклазов, свидетельствует об одинаковых физико-химических условиях формирования расплава игнимбритов.

Говоря об однородности в целом показателей преломления мезостаза расплава, мы не рассматривали особенности фьям-

ме в игнимбригах (см. табл. 17, 18). Наличие фьямме очень типично для игнимбригов и является их существенным диагностическим признаком. Поэтому при изучении игнимбригов различные исследователи в первую очередь рассматривали эти включения, привлекая особенности их физических свойств для объяснения генезиса покровов игнимбригов и происхождения игнимбриговых магматических расплавов.

Ю. П. Масуренков [1961], Г. Е. Энлоус [1963], показывая эволюцию формы фьямме в разрезе игнимбригового покрова от лепешек стекла к изометричным бомбам и лапиллям, доказывают тем самым пирокластическую природу игнимбригов. Б. И. Пийп [1961] упоминает о включениях в игнимбригах бурого стекла, в которых видны следы расплавления старого базальтового материала, считая эти включения явными признаками расплавления и ассимиляции безводной риолитовой магмой корней старого базальтового вулкана при формировании игнимбригового расплава.

Петрографическое изучение фьямме охарактеризованных выше различных игнимбриговых полей Камчатки показывает, что фьямме неоднородны и могут отличаться как по составу, так и по способу образования. При этом фьямме, различные по составу и генезису, могут присутствовать в одном покрове [Шеймович В. С., 1972]. Е. Ф. Малеев [1969], изучая семячинские игнимбриги Камчатки, указывал на наличие в них нескольких видов фьямме: а) первичной лавы, иногда в виде пемзы, разогретой и деформированной в плоские лепешки; б) выплавки из тонкообломочного стекла; в) образованные в результате расплавления под действием пластового давления основной массы чуждых обломков, главным образом андезитов.

В исследованных нами игнимбригах Камчатки выделяются четыре типа фьямме, из которых первые три отчасти совпадают с типами фьямме, выделенными Е. Ф. Малеевым.

Таблица 17

Соотношение показателей преломления витрокластического мезостазиса (М) и

|    | I тип фьямме |       |       |       | II тип |       |       |
|----|--------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
|    | М            | Ф     | М     | Ф     | М      | Ф     | М     |
| I  | 141          | 141   | 142   | 142   | 79к    | 79к   | 83к/1 |
| II | 1,512        | 1,512 | 1,515 | 1,515 | 1,515  | 1,515 | 1,515 |

I — номер образца.

II — показатель преломления.

Фьямме, состав которых аналогичен составу вмещающей витрокластической массы, образованные за счет смятия пемзовых обломков и лапиллей «первичной лавы», являются наиболее распространенными (табл. VI, 1—3). Очень хорошо видно образование изометричных обломков пористых лав в лепешки массивного стекла в обнажениях Кроноцкого залива (в устье р. Третьей, на мысу Ванькин Нос). Длина таких фьямме колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Ю. П. Масуренков [1961] в игнимбригах Эльбрусской области, Гилберт [Энлоус Г. Е., 1963] в туфах Бишоп в Калифорнии описали неориентированные и очень пористые у кровли пемзовые бомбы и лапилли, которые постепенно сплющиваются и вытягиваются к основанию разреза. В обрывах Кроноцкого залива нашими наблюдениями установлен переход пемзовых лапиллей и бомб в линзы фьямме от подошвы к зонам в центре покрова и от линз опять к лапиллям и бомбам в кровле (см. табл. V, 1—3). Фьямме данного типа почти всегда темнее витрокластической массы. Показатели преломления стекол фьямме и мезостазиса одинаковы (табл. 17).

Химический состав фьямме первого типа (табл. 18) отличается от химического состава игнимбригов большим содержанием  $\text{SiO}_2$ , суммой щелочей и меньшим содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в силу отсутствия в них ксенолитов и меньшего содержания вкрапленников. Во фьямме содержится не более 3% вкрапленников плагиоклаза и пироксенов, тогда как в игнимбриге наблюдается не менее 10% кристаллокластов андезина и моноклинного пироксена и около 5—7% ксенолитов базальтов.

В игнимбригах мыса Ванькин Нос среди ксенолитов, наряду с андезитами и базальтами, отмечаются кварцсодержащие дациты (обр. 142). Здесь содержание  $\text{SiO}_2$  во фьямме 63,86—64,89%, а в пепловом мезостазисе с минимальным количеством ксенолитов содержится 64,34%  $\text{SiO}_2$ . Несмотря на равные со-

Фьямме (Ф) различного типа в игнимбригах Кроноцкого залива

| Фьямме |       |       |       |       | IV тип фьямме |             |
|--------|-------|-------|-------|-------|---------------|-------------|
| Ф      | М     | Ф     | М     | Ф     | М             | Ф           |
| 83к/1  | 83к/2 | 83к/2 | 86к   | 86к   | 73к           | 73к         |
| 1,509  | 1,509 | 1,518 | 1,505 | 1,502 | 1,505—1,515   | 1,522—1,525 |

Таблица 18

## Химические анализы фьямме и игнимбритов

| Компо-<br>ненты                | Игнимбриты и фьямме I типа |                |        |                |        |        |                |          | Игнимбриты и фьямме II типа |                |                   |                | Игнимбриты<br>и фьямме<br>IV типа |                | Примечание |
|--------------------------------|----------------------------|----------------|--------|----------------|--------|--------|----------------|----------|-----------------------------|----------------|-------------------|----------------|-----------------------------------|----------------|------------|
|                                | 28                         | 286            | 141a   | 1416           | 1426   | 142/2  | 141/1          | 142/3    | 86к/1                       | 86к/5          | 83к/2             | 79к/2          | 73к/3                             | 73к/2          |            |
|                                | фьямме                     | Игним-<br>бриг | фьямме | Игним-<br>бриг | фьямме | фьямме | Игним-<br>бриг | Ксенолит | Реоигним-<br>бриг           | Игним-<br>бриг | Реоигним-<br>бриг | Игним-<br>бриг | фьямме                            | Игним-<br>бриг |            |
|                                | 1                          | 2              | 3      | 4              | 5      | 6      | 7              | 8        | 9                           | 10             | 11                | 12             | 13                                | 14             |            |
| SiO <sub>2</sub>               | 69,98                      | 66,56          | 67,46  | 64,02          | 63,84  | 64,89  | 64,34          | 62,01    | 67,74                       | 69,94          | 69,52             | 66,87          | 62,96                             | 67,17          |            |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,44                       | 0,36           | 0,68   | 0,98           | 0,85   | 0,67   | 0,76           | 0,80     | 0,52                        | 0,47           | 0,52              | 0,60           | 0,46                              | 0,54           |            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,14                      | 16,25          | 15,11  | 16,52          | 15,43  | 15,93  | 16,04          | 15,48    | 15,82                       | 13,87          | 14,27             | 14,39          | 15,97                             | 15,72          |            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,16                       | 1,68           | 1,03   | 2,28           | 1,87   | 1,36   | 2,57           | 5,50     | 1,86                        | 0,99           | 1,70              | 2,15           | 2,36                              | 2,44           |            |
| FeO                            | 1,98                       | 2,06           | 1,87   | 2,04           | 2,87   | 2,79   | 2,10           | 2,39     | 1,93                        | 1,72           | 2,56              | 1,95           | 2,27                              | 1,52           |            |
| MnO                            | 0,08                       | 0,09           | 0,18   | 0,23           | 0,11   | 0,15   | 0,15           | 0,15     | 0,13                        | 0,12           | 0,15              | 0,15           | 0,22                              | 0,17           |            |
| MgO                            | 1,48                       | 1,30           | —      | 1,13           | 1,47   | 1,31   | 1,53           | 1,57     | 0,92                        | 0,65           | 0,55              | 1,01           | 2,28                              | 1,99           |            |
| CaO                            | 2,99                       | 4,13           | 3,22   | 3,47           | 4,39   | 4,22   | 4,49           | 5,36     | 3,56                        | 2,32           | 2,87              | 2,41           | 3,63                              | 3,72           |            |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,81                       | 4,29           | 4,98   | 4,32           | 4,91   | 4,86   | 4,53           | 3,61     | 4,96                        | 4,21           | 4,96              | 4,75           | 3,57                              | 4,52           |            |
| K <sub>2</sub> O               | 2,45                       | 1,66           | 2,78   | 2,40           | 2,19   | 2,40   | 2,12           | 1,31     | 2,08                        | 2,61           | 2,24              | 2,12           | 3,52                              | 1,97           |            |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,08                       | 0,10           | 0,22   | 0,60           | 0,02   | —      | —              | 0,18     | 0,02                        | 0,04           | —                 | 0,32           | 0,48                              | 0,10           |            |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,81                       | 1,10           | 2,19   | 2,16           | 1,31   | 1,06   | 1,40           | 1,27     | 0,27                        | 3,05           | 0,31              | 2,79           | 2,15                              | 0,34           |            |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —                          | —              | 0,30   | 0,10           | 0,30   | 0,27   | 0,28           | 0,27     | 0,23                        | 0,23           | 0,24              | 0,21           | —                                 | —              |            |
| CO <sub>2</sub>                | —                          | —              | 0,16   | 0,32           | —      | 0,22   | 0,10           | 0,32     | 0,12                        | 0,22           | 0,22              | 0,12           | —                                 | —              |            |
| SO <sub>3</sub>                | 0,08                       | 0,09           | —      | —              | —      | —      | —              | —        | —                           | —              | —                 | —              | —                                 | —              |            |
| Сумма                          | 99,48                      | 99,67          | 100,18 | 100,57         | 99,56  | 100,13 | 100,41         | 100,22   | 100,16                      | 100,44         | 100,11            | 99,84          | 99,87                             | 100,20         |            |

1, 2 — игнимбриты Голыгинских гор (Малеев, 1961);  
3 — 14 — игнимбриты Кроноцкого залива;  
3, 4, 5 — анализ Н. Р. Гусакова;  
6—14 — анализ Т. В. Долгова

держания окиси кремния, соотношения щелочей,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  в игнимбрите и фьямме здесь остаются такими же, как и в игнимбритах с резким преобладанием  $\text{SiO}_2$  во фьямме.

Химический состав фьямме практически отражает состав витрокластического компонента игнимбрита. Если же в игнимбрите отсутствуют фьямме иного типа, то состав фьямме первого типа, по-видимому, наиболее близок составу магматического игнимбритового расплава.

Если фьямме первого типа являются преобразованными лапиллями, то фьямме второго типа представляют собой продукт термической переработки всей пеплово-пемзовой массы, т. е. являются участками гомогенизации в игнимбритах. Они встречаются в игнимбритовых покровах с четко проявившимися зонами сильного спекания и участками реоигнимбритов. Фьямме второго типа отмечаются в игнимбритах вулкана Горелого, в покровах, слагающих обрывы Кроноцкого залива. Е. Ф. Малеев [1961] отмечал такие фьямме в игнимбритах голягинского горизонта. Процесс образования фьямме данного типа хорошо виден в покрове игнимбритов вулкана Горелого на участке разреза, переходном от зоны умеренного спекания к зоне сильного спекания (разрез ручья Пенистого). Здесь можно наблюдать «слипание» или сваривание пепловых частиц в мелкие шарики стекла диаметром 0,1—0,2 мм, в которых видны трещины перлитовой микротекстуры. Немного выше сваривание выражается в образовании линз такого же стекла до 5 мм длиной, которые собственно и представляют собой фьямме второго типа. Обломки пемз на этих участках также сплавляются, лишаются пор и имеют перлитовые микротрещины, секущие их «волокна». Участки сплавленных пемз и пемз окрашены в более густой коричневый тон и выделяются по цвету в более светлом мезостазиесе, но границы этих участков нечеткие. Выше по разрезу количество сплавленных участков увеличивается, а в зоне сильного спекания витрокластический компонент превращается в однородную коричневую массу с псевдовитрофировой структурой.

Несмотря на то что фьямме второго типа образованы в результате гомогенизации участков главным образом витрокластического компонента, показатели преломления стекол фьямме и мезостазиеса не всегда совпадают. В двух разных игнимбритовых покровах Кроноцкого залива наблюдаются различные соотношения показателей преломления стекол реоигнимбритов и пеплового слабо спекшегося мезостазиеса. В самом верхнем покрове игнимбритовой толщи показатели преломления обоих стекол в одних случаях равны 1,515 (обр. 79К/2 и 83К/2), в других случаях у стекла реоигнимбрита (обр. 83К/3) показатель равен 1,518, а показатель стекла мезостазиеса 1,509 (обр. 83К/1). В игнимбрите нижележащего покрова в обнажении № 86 показатель преломления стекла реоигнимбрита равен 1,502 (обр. 86К/1), а пеплового мезостазиеса 1,505 (обр. 86К/5). Вероятно,

отличия показателей преломления стекла реоигнимбритов и слабоспекшегося мезостазиса объясняются составом мельчайших ксенолитов, которые ассимилируются вторичным стеклом в зонах максимального разогревания в покрове.

Химический состав реоигнимбритовых фьямме отражен анализами образцов 86К/1 и 86К/2. Для сравнения из тех же покровов проанализированы рыхлые слабоспекшиеся разности (обр. 86К/5 и 79К/2), не содержащие ксенолитов размером более 2 мм. При сравнении данных химических анализов видно, что реоигнимбриды обогащены  $Fe_2O_3 + FeO$ ,  $CaO$ , что, видимо, можно объяснить явлением гомогенизации в зонах сильного спекания, ассимиляцией в них мельчайших ксенолитов среднего и основного состава. Однако это объяснение не удовлетворяет сравнительно повышенному во фьямме содержанию щелочей и  $SiO_2$ . Возможно, верхние части игнимбритового покрова (зона реоигнимбритов) сформированы более кислыми и щелочными пирокластическими потоками, чем нижние, слабоспекшиеся части покрова.

К фьямме третьего типа мы относим линзовидные включения, образованные за счет переработки ксенолитов, главным образом эффузивов. Они встречены в игнимбридах со структурами интенсивного спекания (игнимбриды вулкана Горелого и Кроноцкого залива). По нашему мнению, к подобным фьямме подходит название «фьямме-ксенолит». Размер этих включений невелик — не более 2 см в длину при толщине до 0,5 см. Граница с вмещающим витрокластическим мезостазисом в случае отсутствия стекла в основной массе ксенолита четкая (табл. VI, 4). Такие фьямме-ксенолиты, представляющие собой темно-коричневые лепешки афировых микродолеритовых базальтов с флюидалной текстурой, наблюдались нами в обнажении мыса Ванькин Нос. Флюидалность субпараллельна длинной оси фьямме-ксенолита. Эти лепешки легко извлекаются из породы.

Наблюдения над ксенолитами в игнимбритовом покрове вулкана Горелого позволяют проследить превращения обломков породы во фьямме. Ксенолиты в этих игнимбридах представлены андезитами, андезито-базальтами нижнеплейстоценового щитового вулкана, с формированием кальдеры на котором и связано возникновение покрова игнимбритов. Содержание ксенолитов в породе колеблется от 5 до 30%. Ксенолиты в игнимбридах претерпевают те или иные изменения в зависимости от своего положения в покрове, размеров и состава. В зоне слабого спекания не замечено каких-либо следов переработки обломков. Не отмечено изменений в структуре обломков более 2 мм в поперечнике. Не несут следов превращений полнокристаллические разности базальтов.

Мелкие андезитовые ксенолиты (менее 2 мм) с пилотаксидной структурой в зонах умеренного и сильного спекания, осо-

бенно в реоигнимбритах, где витрокластический компонент игнимбрита превращен в псевдовитрофир, значительно преобразованы. Присутствие в одних и тех же участках породы ксенолитов андезитов, в разной степени переработанных, позволяет проследить все стадии преобразования обломка лавы от частичного переплавления до почти полной его ассимиляции.

Ксенолиты, незначительно переработанные, сохраняют угловатые очертания. Однако граница их с вмещающим витрокластическим мезостазисом четкая не по всему периметру (табл. V, 1) его сечения в результате того, что в эндоконтакте ксенолита стекло андезита, разогретое в магматическом очаге или при вторичном разогреве в определенных зонах игнимбритового покрова до жидкого состояния, смешивается со стеклом игнимбритового мезостазиса.

Более сильная переработка ксенолита выражается в том, что зона переплавления захватывает его глубокие части по всей поверхности обломка. Такой обломок был разогрет до вязкого состояния и расплюсчен внутрислоевым давлением. Ксенолит как бы помещен в оболочку темного (более темного, чем стекло игнимбрита) стекла, в котором наблюдаются микролиты и порфиновые выделения, ориентированные вдоль границ линзы. Ориентировка кристаллов во внешней зоне ксенолита может не совпадать с ориентировкой внутри обломка. Такие обломки, собственно, и представляют собой фьямме-ксенолиты.

Еще более высокая степень переработки выражается в полном расплавлении стекла ксенолита. В этих случаях обломки не имеют четких границ и представляют собой линзовидные выделения микролитов среди псевдовитрофировой массы (табл. V, 2). Переработанные мельчайшие (доли миллиметра) ксенолиты такого рода равномерно распределены в игнимбритах; их невозможно выделить из породы, так как они тесно взаимосвязаны с ее витрокластическим мезостазисом.

При детальном рассмотрении некоторых линз в поле черного смоляного стекла видны участки с интерсертальной и пилотакситовой основной массой, имеющие форму желваков. Длина таких линз достигает 30 см. Они имеют характерные очертания типа конского хвоста (табл. VI, 4.5). Б. И. Пийп [1961], рассматривая кроноцкие игнимбрнты, упоминает о подобных включениях бурого стекла, в котором видны ясные следы расплавления старого базальтового материала; эти следы он считает признаками контаминации лавами основного состава игнимбритовой магмы.

Итак, образование фьямме третьего типа связано с переработкой ксенолитов, происходившей в результате их частичной ассимиляции (переплавления) в очаге, и достаточно высокотемпературными условиями в определенных зонах игнимбритовых покровов.

Фьямме четвертого типа представляют собой линзы стекла, резко отличающиеся по физическим и химическим свойствам от вмещающего их витрокластического компонента. Размеры их колеблются от нескольких миллиметров до десятков сантиметров в длину. Эти фьямме встречены в среднемиоценовых игнимбритах юго-востока Камчатки, в плиоценовом голыгинском горизонте (юг Камчатки), в плейстоценовых покровах игнимбритов Кроноцкого залива. Формируются такие фьямме из лапиллей и бомб вспученного стекла, как и фьямме первого типа. Они представлены черным (под микроскопом — бурым) прозрачным стеклом более основного состава, чем светлый вмещающий мезостазис. Типичными образцами таких выделений являются черные фьямме в обрывах Кроноцкого залива в устье р. Второй (обнажения 73 и 74). Показатель преломления их стекла колеблется в пределах 1,522—1,525, тогда как показатель преломления вмещающего мезостазиса варьирует от 1,505 до 1,515. Соотношения наиболее близки соотношениям химических составов фьямме второго типа и его слабо спекшегося витрокластического компонента (обр. 86К/1 и 86К/5). Фьямме второго типа образованы за счет полной гомогенизации стекла и частичной ассимиляции мелких ксенолитов. Возможно, что стекло фьямме четвертого типа является продуктом полного переплавления ксенолитов среднего и основного составов кислым магматическим расплавом. Нужно отметить, что истинное соотношение химических компонентов фьямме и игнимбритов в упомянутых обнажениях Кроноцкого залива искажено многочисленными мелкими ксенолитами базальтов. Только присутствием таких ксенолитов можно объяснить слабое расхождение в содержании СаО при резком различии в содержании SiO<sub>2</sub> в образцах 73К/3 и 73К/2.

Помимо фьямме, в игнимбритах наблюдаются линзовидные фьяммеподобные выделения, образованные в результате автопневматолитических процессов. Они отмечаются в покровах с интенсивно проявившейся кристаллизацией минералов газовой фазы и девитрификацией стекла. Один из типов таких выделений встречается в виде светло-серых линз и полос, сложенных микро-мелкокристаллическим агрегатом минералов газовой фазы. Размеры этих выделений колеблются от долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров в длину при толщине до 1—2 см. Они очень характерны для игнимбритов Кроноцкого залива. Состоят эти линзовидные выделения из кристобалита, тридимита и полевых шпатов. Они образуются в удлиненных пустотах в витрокластическом мезостазисе или же представляют собой полностью замещенные и перекристаллизованные смятые обломки пемзы. Пемзовые частицы вообще девитрифицируются в большей степени, чем пепловый материал. Именно такие выделения смятой девитрифицированной пемзы названы Е. Ф. Малеевым (1969) в семьячинских игнимбритах «фьямме

серого цвета». По составу они отличаются от игнимбрита резко повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  (63,24% в игнимбрите, 68,44% во «фьямме серого цвета») и щелочей (6,45% в игнимбрите и 7,44% в сером фьямме). Подобные выделения имеют явно пневматолитовый генезис, и их не следует объединять с фьямме.

Другая разновидность линзовидных выделений является антиподом вышеописанного типа. Она встречается обычно в верхних частях игнимбритовых покровов, т. е. в зонах максимального проявления кристаллизации автопневматолитовых минералов и представляет собой линзовидные реликты не замещенного микрофельзитовым агрегатом стекла среди полностью замещенной витрокластической массы. Размеры таких выделений невелики — до 2—3 см длиной. Фьяммеподобные образования обоих типов встречаются обычно совместно. Первые наблюдаются в нижних частях покрова, где вторичная кристаллизация проявилась относительно слабее, чем в верхних, в которых сохраняются лишь реликты незамещенного стекла.

Приведенный материал свидетельствует о том, что образование фьямме различных типов и фьяммеподобных выделений нельзя объяснить без привлечения всего фактического материала о строении, составе и процессах в игнимбритовом покрове. В свою очередь, наряду с исследованием всех компонентов игнимбрита, изучение фьямме проливает свет на генезис игнимбритообразующего расплава и механизм образования игнимбритов. В частности, наблюдения над формированием фьямме в результате преобразования лапиллей и бомб в игнимбритовых покровах Кроноцкого залива свидетельствуют об их пирокластической природе, в то время как ранее они считались продуктами эффузивных излияний [Влодавец В. И., 1953]. Выделение и изучение фьямме первого типа важно в связи с тем, что их состав отражает состав игнимбритового расплава, не загрязненного ксенолитами. Фьямме второго типа образованы в результате неравномерного термического режима внутри покрова. Изучение их представляет интерес, поскольку участки гомогенизации в игнимбритах являются «термометрами» максимально горячих зон покрова. Изучение фьямме-ксенолитов и фьямме четвертого типа помогает охарактеризовать состояние и активность магматического очага перед извержением. Формирование подобных фьямме говорит о том, что в этот период происходит ассимиляция вмещающих пород.

Ксенолиты в исследованных нами игнимбритах представлены двумя типами включений: литоксенолитами и кристаллоксенолитами. Содержание литоксенолитов колеблется во всех игнимбритах Камчатки от 1—2% до 60%, наиболее распространенные содержания 5—7%. Размеры их варьируют от долей миллиметра до десятков сантиметров. Наиболее часто встречаются включения размером до 2 см. Среди них преобладают обломки андезитового и базальтового состава. Породы глубоких

уровней земной коры встречаются крайне редко. Состояние и особенности ксенолитов в игнимбритовом покрове являются результатом воздействия на них определенных условий, проявившихся главным образом в этап момента извержения и этап формирования игнимбритового покрова после его отложения.

Под влиянием условий первого этапа происходит дробление вмещающих очаг пород, плавление и ассимиляция ксенолитов. Зафиксировано несколько стадий плавления ксенолитов: оплавление, появление каемок неполяризуемого материала, гомогенизация основной массы включений, плавление и выплавление их вкрапленников (табл. XIV—XIX).

В этап формирования игнимбритового покрова изменения отмечены в ксенолитах, претерпевших значительное расплавление. Механическое изменение ксенолита сводится к его расплющиванию в зонах спекания. К изменениям ксенолитов на этом этапе можно отнести выделение в их порах минералов газовой фазы кристаллизации. Состав первичного магматического расплава отражается в самых нижних покровах разрезов игнимбритовых толщ. Они наиболее кислые по составу и содержат минимальное количество ксенолитов. Присутствие многочисленных, частично ассимилированных и вовсе не переработанных ксенолитов, состав которых крайне неравновесен к составу игнимбритового мезостаза, может объясняться быстрым подъемом магматического расплава, а большие объемы извергнутого материала и трещинная тектоника в районе извержения говорят о значительной площади (сотни квадратных километров) поднимающегося к поверхности магматического фронта и мощных усилиях растяжения поверхности. Ксенолиты, их состав, количество, характер переработки отражают конкретные динамические условия игнимбритообразующих извержений.

Автопневматолитовая кристаллизация в игнимбритах Камчатки во время сваривания и остывания — явление, отмечающееся повсеместно. Наблюдается кристаллизация газовой фазы и девитрификация [Smith R. L., 1960]. Явления эти взаимосвязаны: девитрификация имела место главным образом там, где кристаллизация минералов газовой фазы максимальна. Кристаллизация находится в тесной зависимости от зональности спекания. В зонах максимального сваривания кристаллизация почти не наблюдается, на участках умеренного сваривания отмечается кристаллизация минералов в порах стекла. В зонах слабо-умеренного спекания в верхней части покрова наиболее интенсивно проявилась кристаллизация газовой фазы. Здесь автопневматолитовые минералы составляют до 30% объема породы. В кровле покрова интенсивное выделение газовой фазы вызывает почти полную девитрификацию стекла, замещение его фельзитом того же состава, что и агрегат минералов газовой фазы (табл. IX—X). В сложной игнимбритовой толще Кроноцкого залива, образованной в результате несколь-

ких фаз извержения, наиболее измененными автопневматолитовой кристаллизацией оказываются нижние члены. По-видимому, это обусловлено тем, что первые порции игнимбритового расплава являются наиболее насыщенными летучими компонентами.

В составе минералов газовой фазы среди продуктов девитрификации наблюдаются главным образом трудно различимые тридимит и кристобалит, кислый плагиоклаз, кварц, реже пироксен и биотит. Причиной подобной кристаллизации является способ переноса вещества, при котором не происходит сильного остывания и дегазации. В неспекшихся отложениях пирокластических пемзовых потоков подобная кристаллизация почти не проявилась, за исключением зон вторичных фумарол.

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Несмотря на ряд специфических свойств химического и петрографического состава и особенностей геологического развития различных районов проявления игнимбритового вулканизма, игнимбриты Камчатки близки по основным петрохимическим свойствам. Они, как и все кайнозойские вулканы изученных областей Камчатки, относятся к известково-щелочной серии пород. Игнимбриты характеризуются примерно равными соотношениями  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ . Эти соотношения в очень малой степени зависят или почти не зависят от содержания  $\text{SiO}_2$ , которые варьируют в значительных пределах (от 60% до 75%), Na в игнимбритах обычно резко превалирует над K. Слабое преобладание Na над K и обратные соотношения щелочей отмечаются в игнимбритах с содержанием  $\text{SiO}_2$  73—75%. Значение характеристики  $n$  колеблется в основном в пределах 70—80. Сумма щелочей в изученных игнимбритах редко опускается ниже 6%. Наиболее часто встречаются игнимбриты с содержанием щелочей 6,5—7,5%. Максимальное содержание щелочей достигает 8,5%. В целом игнимбриты относятся к породам, слабо-умеренно пересыщенным щелочами (по А. Н. Заварицкому).

Несмотря на резкие различия химических составов игнимбритов и пород предшествующих фаз вулканизма, устанавливается близость некоторых их свойств, обусловленных, по-видимому, родственностью магм. По-видимому, причины сходства петрохимических особенностей рассматриваемых пород заключаются в сходстве расплавов игнимбритов различных вулканоструктур, а также, вероятно, и геологических условий, при которых образуются игнимбриты.

Характерно постоянство содержания щелочей в игнимбритовых покровах, принадлежащих одной игнимбритовой толще, при довольно переменчивом составе других компонентов. Оно остается постоянным в игнимбритах разных фаз извержения кро-

ночкой игнимбритовой толщи. В мощном покрове игнимбритов вулкана Горелого содержание щелочей не изменяется по разрезу. Однако как только характер извержения (в ту же фазу) меняется, образуются вулканы иного типа — неспекшиеся пирокластические отложения или экструзии, связанные с тем же центром извержения; содержание щелочей в породах здесь падает. Игнимбриты — наиболее щелочные породы среди вулкаников одной фазы извержения, принадлежащих одному магматическому очагу. Причем образующиеся после игнимбритов вулканики могут быть гораздо кислее игнимбритов. В циклической игнимбритовой толще Кроноцкого залива щелочность понижается в вулканиках одной фазы от 6—7% в игнимбритах до 5% в неспекшихся отложениях пирокластических потоков. При последующем возобновлении игнимбритообразования содержание щелочей поднимается до прежнего уровня (см. рис. 22).

Установление этого факта крайне важно для объяснения генезиса игнимбритов. Щелочи, так же как вода и кремнезем, распределяются в магматическом очаге, концентрируясь в областях пониженных давлений и температур, т. е. вверху очага [Kennedy G. C., 1958]. Таким образом, возможна зависимость между повышенным содержанием щелочей и воды. Повышенные концентрации воды в пемзово-пепловом материале значительно понижают температуру спекания всей массы [Бойд Ф. Р.; 1963]. Можно предположить, что именно благодаря присутствию щелочей в избыточных количествах понижается «взрывчатость» магмы, что способствует меньшему рассеянию тепла, происходит более длительное удержание газов в растворенном состоянии в стекле и неполная его дегазация к моменту отложения, чем, собственно, и обусловлено формирование игнимбритов. Относительно повышенное содержание К совместно с U и Th в игнимбритах, по сравнению с иными пирокластами состава одной вулканической структуры, отметили Г. В. Дитмар и В. А. Максимовский [1974]. Этот факт совершенно необоснованно, на наш взгляд, позволил авторам рассматривать игнимбриты как породы лавовые и отрицать пирокластический механизм их извержения. Как показывают наши данные, повышенные содержания К являются типичными в тех игнимбритовых покровах, пирокластический генезис которых не вызывает сомнения.

Необходимо указать, что в игнимбритах разных толщ различного возраста содержания щелочей далеко не постоянны (табл. 19). В плейстоценовых игнимбритах оно колеблется от 6,5 до 8,5%, в игнимбритах Курильских островов составляет менее 5% [Горшков Г. С., 1961; Ostapenko V. F. et al., 1967]. По-видимому, щелочность игнимбритов находится в зависимости от особенностей магмы, производной которой они являются.

Таблица 19

## Химические анализы игнимбритов Центральной Камчатки

| Компоненты                     | Быстринский хребет |        | Вулкан Хангар | Примечание  |
|--------------------------------|--------------------|--------|---------------|---|
|                                | 1                  | 2      | 3             |   |
| SiO <sub>2</sub>               | 60,39              | 61,51  | 72,95         | 1, 2 — коллекция В. В. Ковалевой. 3 — аналитик Н. Р. Гусакова |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,15               | 1,10   | 0,24          |   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,82              | 16,15  | 13,67         |   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,54               | 3,01   | 1,15          |   |
| FeO                            | 4,15               | 3,98   | 1,15          |   |
| MnO                            | 0,20               | 0,22   | 0,07          |   |
| MgO                            | 2,22               | 1,90   | 0,85          |   |
| CaO                            | 6,01               | 5,43   | 1,81          |   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,03               | 4,17   | 4,39          |   |
| K <sub>2</sub> O               | 1,50               | 1,58   | 3,45          |   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,52               | 0,07   | 0,22          |   |
| SO <sub>3</sub>                | —                  | —      | —             |   |
| CO <sub>2</sub>                | —                  | —      | 0,25          |   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | —                  | —      | 0,29          |   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | —                  | —      | 0,16          |   |
| П. п. п.                       | 0,28               | 0,57   | —             |   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,62               | 0,42   | —             |   |
| С у м м а                      | 100,43             | 100,11 | 100,65        |   |

## МЕХАНИЗМ ИЗВЕРЖЕНИЯ, ПРИЧИНЫ СПЕКАНИЯ

Изучение рельефа поверхности плейстоценовых игнимбритовых покровов Камчатки [Вулканические горы..., 1974], особенностей их залегания (см. табл. I), изменения мощностей, а также литологических и петрографических свойств неспекшихся и слабо спекшихся фаций игнимбритов, исследование ксенолитов и фьямме свидетельствуют об образовании игнимбритов в результате извержений пирокластических потоков. При этом единый покров игнимбритов является продуктом спекания отложений не одного, а многих потоков, что устанавливается на основании исследования изменения состава игнимбритов в вертикальном разрезе. Например, в разрезе плиоценового голыгинского горизонта на юге Камчатки установлены три различные по петрографическому составу зоны; в некоторых игнимбритовых покровах, обнажающихся в обрыве Кроноцкого залива, при прослеживании их по простиранию обнаружены прослои неспекшихся пемз.

В обрывах игнимбритовой толщи Кроноцкого залива, как было показано выше, можно установить основные этапы одной фазы игнимбритового извержения. В начале фаз извержений происходили сравнительно маломощные пемзопавы, которые предвляли собственно игнимбритообразующий этап изверже-

ния и формирование игнимбритового покрова. После его остывания и частичного разрушения экзогенными агентами фазу извержения завершало отложение неспекшихся туфов пемзовых пирокластических потоков. Петрографически близкие порции магмы при одинаковом механизме их переноса во время извержения образовывали на поверхности спекшиеся и неспекшиеся породы (мы не говорим здесь о зонах в одном покрове). Различия объясняются, вероятно, более низкой температурой изверженного материала неспекшихся пемзовых пирокластических потоков, а также почти полной его дегазацией к моменту отложения. Следствием этого являются и более низкая температура отложенного материала, и отсутствие следов кристаллизации газовой фазы и девитрификации в неспекшихся пемзовых отложениях. При игнимбритовом извержении дегазация во время переноса происходит не полностью, о чем свидетельствуют многочисленные явления кристаллизации в покровах. Можно предположить, что основные причины, приведшие к образованию в одних случаях спекшихся, а в других — неспекшихся отложений, обусловлены составом расплавов и глубиной их генерации. Петрохимические особенности свидетельствуют об относительно большей щелочности игнимбритов. Последнее дает основание предполагать большее содержание воды и летучих в игнимбритообразующей части магматического очага.

Такие факты, как пеплово-пемзовая структура витрокластического мезостаза, интенсивная кристаллизация минералов газовой фазы в порах пемз, каналах пемзовых частиц, девитрификация, а также частый идиоморфизм кристаллокластов, отсутствие опацитовых кайм у роговых обманок, особенности морфологии: плоские поверхности, большие пространства, занятые покровами, заполнение отрицательных форм рельефа, прямо свидетельствуют о большой подвижности и эмульсионном, видимо, преимущественно газово-жидком характере переносимой игнимбритообразующей массы. Можно согласиться с Перре [Энлоус Г. Е., 1963], который полагает, что газ, обуславливающий большую подвижность этой массы, возникает в основном за счет эмиссии непосредственно из жидких частиц.

Механизм извержения эмульсии должен носить особый характер, способствующий сохранению энергии (тепла) в переносимом материале. Близповерхностный взрыв и имевшие место в результате этого пемзопады и пеплопадды не приводят к спеканию отложившегося материала. Извержение игнимбритообразующих масс носило качественно иной характер. Судя по неоднородности строения игнимбритовых покровов в вертикальном разрезе, это были импульсные эмиссии. Порции раскаленного материала быстро наслаивались друг на друга, что вело к лучшему сохранению тепла в отложенном материале. Наиболее объективно, по нашему мнению, механизм извержения игнимб-

рительного материала отражает модель взрыво-выдуваний, предложенная Б. И. Пийпом [1961].

В отложившемся материале игнимбритового покрова значительная доля частиц находилась в жидком или пластичном состоянии. Характер искажения пеплово-пемзовой структуры и образование псевдовитрофиров (реонгимбритов), наблюдаемые в вертикальном разрезе (табл. VIII, 1—3), достаточно наглядно подтверждают это положение. В некоторых зонах покрова температура материала достигала температуры лавового потока. Об этом свидетельствует кристаллизация пироксенов и других минералов газовой фазы в порах. Экспериментальные данные Бойда [Бойд Ф. Р., 1963] определяют минимальный температурный интервал для спекания пеплов в 550—600°С. Температура отложенного материала современных пирокластических потоков равна 400—450°С [Ewart A., 1965]. Вероятно, игнимбритовые пирокластические потоки при отложении были более горячими. Можно также предположить, что интенсивная автопневматолитовая кристаллизация в игнимбритах происходит со значительным выделением тепла, способствующего повышению температуры в отдельных участках покрова. Ряд исследователей — А. Эварт [Ewart A., 1965], Г. Е. Энлоус [1963] и другие — привлекают для объяснения процессов спекания, как причину повышения температуры материала до температуры спекания, экзотермические реакции при кристаллизации стекла мезостазиса.

## К ПРОИСХОЖДЕНИЮ ИГНИМБРИТОВОГО РАСПЛАВА

Приведенный материал показывает сложность объяснения происхождения игнимбритового расплава. Значительная часть фактов позволяет считать его производной базальтового расплава.

Игнимбритообразование закономерно приурочивается к заключительным стадиям развития андезито-базальтовых стратовулканов и вулканических структур. Во всех рассмотренных случаях образование игнимбритов происходит после базальтовой и андезито-базальтовой вулканической деятельности. Подобный вулканический цикл отражает естественную эволюцию базальтовой магмы, так как конечные продукты эволюции — игнимбриты — в разных районах полуострова с разнообразным строением дочетвертичного фундамента близки по составу и петрографическим особенностям. Кстати, кристаллокласты в этих породах имеют состав типичный для андезитов, а петрохимические особенности игнимбритов сближают их с основными вулканитами предшествующей фазы извержения. Игнимбритами сложены поля относительно небольших объемов по сравнению с вулканитами более основного состава, образовавшимися в ранний этап то-

го же цикла. Как показывают наши данные по бассейну р. Озерной и Курильского озера, среди вулканитов одной структуры и одного позднемиоцен-плиоценового цикла гольтинские игнимбриты составляют 5—14%. Подобные соотношения для районов Камчатки, где имело место игнимбриитообразование, вполне нормальны. Согласно эксперименту [Кристаллизация, 1965], такие относительные объемы кислых вулканитов могут образовываться за счет дифференциации базальтовых магм. Объемы игнимбритовых полей на Камчатке колеблются от нескольких десятков до нескольких сотен кубических километров. Подобные объемы не идут ни в какое сравнение с объемами игнимбритов, производных, как считают некоторые исследователи [Сперанская И. М., 1967; Устиев Е. К., 1961; Katsui I., 1963], гранитоидной или анатектической магмы: от нескольких тысяч до десятков и сотен тысяч кубических километров по западному побережью Америки, в Индонезии, Охотско-Чукотском поясе СССР. Кайнозойские игнимбриты Камчатки органично входят в единую андезитовую формацию [Кузнецов Ю. А., 1964], в то время как игнимбриты больших объемов, вполне возможно, образуют самостоятельную игнимбритовую формацию [Сперанская И. М., 1967; Филатова Н. И., Дворянкин А. Н., 1974].

Факты, полученные при изучении плейстоценовой игнимбритовой толщи Кроноцкого залива и покрова игнимбритов вулкана Горелого, свидетельствуют о том, что во время фазы извержения происходит смена наиболее щелочных и часто наиболее кислых пород (игнимбритов) все менее щелочными и нередко более основными вулканитами (пемзами, экструзиями, основными пирокластами). Подобную эволюцию в составе вулканитов при кальдерообразующих извержениях вулканов Машу и Шикотцу на о. Хоккайдо Кацуи [Katsui I., 1963] объясняет нормальной дифференциацией базальтовой магмы. Такую же эволюцию обнаруживает извержение Кратерного озера [Williams H., 1941], плинианское извержение Везувия [Ритман А., 1964], извержение Геклы в Исландии в 1947—1948 гг., активность Фудзи в 1707 г. Все эти факты показывают, что кислый расплав может явиться продуктом базальтовой магмы даже при сравнительно кратковременной дифференциации. При очень длительном периоде покоя долгоживущего очага кислые дифференциаты могут иметь, по-видимому, гораздо больший объем, и их эксплозия в этом случае займет всю фазу извержения. Хотя, конечно, нужно признать, что приведенные факты могут быть объяснены и с иных позиций. Некоторые данные находятся в противоречии с чисто дифференциальным толкованием происхождения игнимбритового расплава.

Геологические данные свидетельствуют о значительных временных перерывах, магматическом и тектоническом покое района в период, предшествующий игнимбриитообразованию. Игнимбриты залегают на подстилающих андезито-базальтовых вулка-

нитах с угловым несогласием [Апрелков С. Е., 1961], перекрывают уже разрушенные стратовулканы. Логично предположить, что малоуглубинный очаг (судя по ксенолитам) не может существовать долгое время без интенсивной взаимосвязи с вмещающей средой. Как мы видим по результатам изучения фьямме и ксенолитов, состав игнимбритов находится в тесной зависимости от степени переработки вмещающих пород. Наличие разнородных стекол фьямме, фьямме-ксенолитов, плагиоклазов-ксенолитов, интенсивная коррозия, плавление чуждых плагиоклазов и тесная зависимость некоторых свойств (например, наличие плагиогранитных включений в игнимбритах вулкана Хангар) от состава фундамента — все это свидетельствует об активных процессах ассимиляции при формировании игнимбритового расплава.

Резко повышенная щелочность игнимбритов, а также более высокое содержание летучих, по сравнению с вулканитами ранних и поздних фаз извержений, свидетельствуют о возможности ассимиляции воды, щелочей и летучих из вмещающей среды. Это предположение хорошо согласуется с данными авторов [Villari L., 1969; Вольнец О. Н., 1973, Ayganci B., Weebel M., 1973], свидетельствующими, что возникновение кислых расплавов может происходить под воздействием теплового потока, источником которого являлся поднимающийся к поверхности магматический очаг или колонна андезито-базальтовых стратовулканов. Однако совокупность рассмотренных фактов заставляет признать справедливой возможность обоих процессов при формировании игнимбритового расплава, который возникает на поздних стадиях эволюции базальтовой магмы при активных процессах ассимиляции.

Ряд петрографических особенностей (постоянство свойств кристаллокластов, в частности, плагиоклазов и пироксенов, показателей преломления мезостазиса в целом и т. д.), а также петрохимические особенности (повышенная роль щелочей и летучих) свидетельствуют о весьма специфичных условиях формирования игнимбритового расплава и его извержения.

Косвенные признаки: температура, достаточно высокая для спекания, постоянное проявление девитрификации и кристаллизации газовой фазы в покровах, повышенная щелочность, большая подвижность материала, значительная горизонтальная распространенность покровов — позволяют предположить, что в момент извержения игнимбритообразующая магма находится в преимущественно газообразном состоянии. Твердая фаза представлена кристаллами и ксенолитами. По-видимому, исходная для игнимбритообразования «субстанция» — это нестабилизированная, неравновесная по отношению к внешней среде газово-флюидная «оболочка» периферического магматического очага.

## ИГНИМБРИТЫ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ О СВЯЗИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИГНИМБРИТОВ

В настоящее время вопрос о соотношении игнимбритов и рудообразования тщательно изучается. Многие исследователи указывают на геологические предпосылки парагенетической связи эндогенных месторождений и вулcano-структур, связанных с кислым вулканизмом, на совпадение во времени металлогенических эпох и регионального проявления извержений, порождающих игнимбриты. Главнейшие из них — это проявления кислого вулканизма в орогенные стадии развития геосинклиналей, связь кислого вулканизма с поздними стадиями эволюции магматических очагов, когда в них происходит резкая дифференциация магмы, небольшие глубины магматических очагов кислого вулканизма и развитие рудовмещающих субвулканических тел.

Связи рудных месторождений и игнимбритов посвящен ряд работ И. М. Сперанской [1965, 1967а, 1967б], которая приходит к выводу о том, что при оценке промышленных перспектив магматических ассоциаций выявление игнимбритовых толщ имеет вполне конкретное значение. Как показал анализ нашего материала, образование игнимбритов связано с магматическим расплавом с повышенным содержанием летучих компонентов, обусловившим взрывной тип извержений, интенсивную автопневматолитическую перекристаллизацию пирокластических отложений и повышенную поствулканическую активность, сопровождающуюся образованием полей вторичных кварцитов и пропилитов. Кроме того, вулcano-тектонические явления, сопровождающие игнимбритообразование (процессы оседания, образование кольцевых и прямолинейных разломов, внедрение экструзий и даек), обуславливают возникновение каналов для гидротермальных растворов и мест локализации рудных месторождений. Все это позволяет считать этапы регионального игнимбритообразования благоприятными для формирования месторождений жильного типа. Единственное указание на тесную парагенетическую связь металлического оруденения и образования покрова игнимбритов мы находим в работе Де Ровера и Лоддера [De Roever and Lodder..., 1967]. Упомянутые авторы проводили наблюдения среди неогеновых дацитовых игнимбритов мощностью порядка нескольких сотен метров в провинции Альмерия, на юго-востоке Испании (месторождение Родалквилар). Часть игнимбритов является совершенно свежей, с различной пепловой структурой, изменяющейся в зависимости от степени спекания, а часть пород интенсивно гидротермально изменена. Кристаллокласты в них представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом. Последние, как правило, адуляризованы. Игнимбриты, содержащие руду, подстилаются

пироксен-амфиболовыми дацитами, которые не содержат рудоносных жил. Более того, в некоторых случаях отмечается выклинивание жил в направлении к контакту с дацитами. Вдоль контакта рудовмещающих игнимбригов и дацитов отмечается слой гипса, мощность которого местами достигает 10 м. Рудные жилы не обнаружены и в перекрывающем покрове игнимбригов. Жилы Родалквилара так же, как и субвертикальные пустотелые каналы различного диаметра в покрове рудоносных игнимбригов (их диаметр достигает 0,5 м при длине до нескольких десятков метров), являются вторичными фумаролами. Эти пустотелые каналы с корками гематита, гётита, лепидокрокита, алуниита обнаружены на участках наибольшей концентрации рудных жил. Предполагается, что рудоносный игнимбритовый комплекс образовался из более богатой летучими магмы верхней части магматической камеры, в то время как магма перекрывающих их игнимбригов была относительно обеднена летучими и лишена рудного вещества. Приведенные данные хорошо согласуются с предположением Б. И. Пийпа о существовании в верхней части магматической камеры высокоподвижной магмы, все компоненты которой, включая и рудные, находятся в газообразном состоянии [Пийп Б. И., 1956].

Работы последних лет, проведенные в Южной и Центральной Камчатке С. Е. Апрельковым, Ю. Ф. Фроловым, Ю. А. Кучугановым, Е. А. Лоншаковым и автором, подтверждают выдвинутый выше тезис о парагенетической связи эндогенного оруденения с вулcano-плутоническими формациями, членом которых являются игнимбриги. Значительная часть площади, охваченная этими работами, сложена игнимбригами березовской свиты, прорванными экзотрузиями и интрузиями кислого состава. Оруденение на участках рудопроявлений не распространяется в более молодые вулcanoгенные отложения, перекрывающие березовскую свиту.

Большинство жил и жильных зон расположено в пределах развития кислых вулканитов березовской свиты, представленной исключительно игнимбригами. В нижней ее части выделяются неспекшиеся участки туфового облика. Состав толщи кислый, липарито-дацитовый. Игнимбриги представлены светло-серыми породами с белыми фьямме, псевдофлюидальной текстурой. Отдельность в обнажениях плитчатая, шиферовидная, оскольчатая. Это крепкие породы без признаков макропор. Структура — четкая игнимбриговая. Количество кристаллокластов не превышает 15%, ксенолитов 10—15%. Оруденение приурочено к системе жильных существенно кварцевых заполнений и зонам кварцевых метасоматитов. Мощность жил и жильных зон колеблется от первых метров до десятков метров, протяженность достигает нескольких сотен метров.

О потенциальной рудоносности молодых вулcano-плутонических ассоциаций на Камчатке, членами которых являются

крупные поля игнимбритов, свидетельствуют проявления активной современной гидротермальной деятельности, обширные участки гидротермально измененных пород (Паужетские термы на юге полуострова, Семячинские, Узонские термы в районе Кроноцкого залива), с которыми в настоящее время связывается образование киновари, аурипигмента, алунита [Набоко, 1974].

Итак, приведенные данные позволяют произвести положительную оценку вулканоплутонических ассоциаций, сформировавшихся в периоды интенсивного игнимбриобразования.

## ИГНИМБРИТЫ — ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Игнимбриты Камчатки по своему внешнему облику и генезису близки арктик-туфам Армении и римским пиперно, широко используемым в строительной индустрии [Горшков Г. С., 1961; Залесский Б. В., 1961]. Впервые определение физико-механических свойств игнимбритов Камчатки было сделано в 1968 г. в процессе геолого-съёмочных работ в бассейне р. Лево́й Жупановой. Исследованные образцы отобраны из покрова четвертичных игнимбритов, развитых в районе вулкана Узон. Испытания проводились в лаборатории неметаллических ископаемых ДВПИ под руководством Н. В. Овсянникова. Результаты испытаний образцов приведены в табл. 20.

Игнимбриты принадлежат к категории пористых пород, имеющих общую проницаемость от 22,68 до 48,40%. Эффективная пористость колеблется от 16,98 до 44,49% при степени проницаемости от 0,77 до 0,92. Поры имеют размеры в десятые, реже сотые доли миллиметра. Изредка встречаются поры диаметром 1 мм. Форма их обычно неправильная, кавернозная, вытянутая, реже овально-сплюснутая. Стенки макропор пронизаны микропорами. Величина свободного водопоглощения колеблется в пределах 8,14—34,49 при коэффициенте насыщения 0,47—0,80. Последнее указывает на то, что эти горные породы морозоустойчивы (морозоустойчивыми считаются породы, коэффициент водонасыщения которых менее 0,8). Прочность пород находится в зависимости от пористости и колеблется от 50—60 кг/см<sup>2</sup> до 500—560 кг/см<sup>2</sup>.

Проведенные лабораторные работы позволяют, по заключению Н. В. Овсянникова, отнести испытанные горные породы к категории пористых, обладающих небольшим объемным весом, материалов, т. е. к типу легких каменных материалов класса кавказского арктик-туфа. Эти горные породы могут использоваться как щебень для облегченных бетонов, выпиливания крупных блоков для укладки стен жилых и промышленных зданий.

Основным показателем для оценки игнимбритов, используемых в качестве строительного материала, является сочетание малого объемного веса с достаточной прочностью. При оценке

игнимбритового покрова в результате испытаний должна быть выделена определенная фациально-литологическая зона, наиболее удовлетворяющая необходимым требованиям.

Четвертичные игнимбриты Камчатки по своим свойствам (см. табл. 20) могут в какой-то мере параллелизоваться с близ-

Таблица 20

Физико-механические свойства игнимбритов Восточной Камчатки

| Наименование физико-механических свойств | № образца |       |       |       |
|--|-----------|-------|-------|-------|
|  | 655       | 2023  | 664—а | 634/1 |
| Прочность, кг/см <sup>2</sup>            | 500—550   | 60—90 | 55—65 | 50—56 |
| Среднее                                  | 523       | 76    | 60    | 53    |
| Удельный вес                             | 2,69      | 2,47  | 2,71  | 2,50  |
| Объемный вес                             | 2,80      | 1,46  | 1,44  | 1,29  |
| Пористость, %                            | 22,70     | 40,90 | 44,80 | 48,40 |
| Эффективная пористость, %                | 17,0      | 36,45 | 37,40 | 44,50 |
| Степень проницаемости                    | 0,77      | 0,90  | 0,84  | 0,92  |
| Водопоглощение, %                        | 8,15      | 25,00 | 25,95 | 34,59 |
| Коэффициент насыщения                    | 0,47      | 0,7   | 0,7   | 0,8   |
| Морозостойкость в циклах                 | 100       | 50    | 50    | 25    |

кими по облику и генезису породами Армении, область применения которых постоянно расширяется. Наиболее популярные в качестве строительного материала арктик-туфы (они же и наиболее близкие по физическим и химическим особенностям кроноцким игнимбритам Камчатки) легко поддаются распиловке и обработке, обладают достаточной мягкостью и вязкостью, обуславливающими так называемую «гвоздимость», имеют малую теплопроводность [Залесский Б. В., 1961]. Все эти качества, конечно, при широком распространении пород, обусловили их применение с давних времен. В Армении насчитывается около 400 старинных архитектурных памятников, построенных из пород, близких по своим качествам игнимбритам Камчатки. Среди этих памятников некоторые насчитывают более 1000—1500 лет, что свидетельствует о долговечности сооружений, построенных из армянских игнимбритов и туфов.

В настоящее время область применения этих материалов непрерывно расширяется. Используются такие особенности вулканических пород кислого состава, как их легкоплавкость, повышенная щелочность, способность вспениваться. В Химическом институте АН Армянской ССР проведены успешные исследования данных пород с целью производства электроизоляционных изде-

лий [Манвелян М. Г., 1961]. Полученные изделия (ролики, наконечники, диски, втулки, штепсели) термостойки, прочны, кислотоупорны и выдерживают напряжение 2000 вольт переменного тока. Шихта, из которой путем прессовки и обжига производят эти изделия, состоит на 80% из туфа. В 1951 г. в этом же институте из рассматриваемых пород был получен материал, который назван пенотуфом. Пенотуф, в отличие от пеностекла, получен без пенообразователей за счет содержащихся в породе (в туфе, по М. Г. Манвеляну) летучих компонентов и, главным образом, воды. Вес одного кубического метра пенотуфа равен примерно 0,5 т. Он легко пилится на «доски», моется, красится. При его получении не расходуются дорогостоящие вещества (сода, стеклобой и пр.), которые необходимы при производстве пеностекла.

Из армянских туфов получено стекловолокно. Обычно стекловолокно получают из многих материалов (кварцевый песок, глинозем, доломит и пр.). Шихта для него состоит из 6—7 компонентов, в то время как шихта для стекловолокна из туфов Армении имеет 3—4 компонента (туф, доломит, известняк и сода). Стекловолокно должно содержать 12—15% щелочи, с туфом в шихту вводится 6—7% щелочи, а остальное количество добавляется в виде соды. Здесь используется природная повышенная щелочность игнимбринов и пород, близких к игнимбринам. Полученное стекловолокно не уступает по своим качествам обычному. Использование туфов, значительно удешевляя себестоимость, расширяет области применения стекловолокна в самых различных областях народного хозяйства. В 1960 г. из стекловолокна в народном хозяйстве изготовлялось более 4000 различных изделий [Манвелян М. Г., 1961]. Четвертичные игнимбрины Камчатки по своему генезису, химическим особенностям близки туфам Армении и вполне могут быть применены для тех же нужд народного хозяйства, что и армянские туфы. Порфирукластические фьямме-игнимбрины Камчатки способны вспучиваться при температуре около 1000°С, увеличивая свой объем в 6—8 раз. Подобные разности игнимбринов являются первоклассным сырьем для получения перлитов. Химический состав игнимбринов Восточной Камчатки удовлетворяет требованиям, предъявляемым к кислотоупорным материалам. В раздробленном виде эти породы могут использоваться для наполнения кислотных башен и изготовления кислотных замазок. Таким образом, игнимбрины являются потенциальным сырьем для строительной индустрии и иных отраслей промышленности Камчатской области.

В настоящее время Восточная Камчатка, особенно район Кроноцкого залива с Долиной Гейзеров, является местом, активно посещаемым туристами области и всей страны. Игнимбрины могут использоваться здесь как качественный и красивый строительный материал для постройки санаториев, домов отды-

ха, турбаз. Кроме того, распространение игнимбритов в пределах береговой полосы облегчает их транспортировку водным путем в иные районы Камчатской области и Дальнего Востока. Залегание игнимбритов позволяет производить их разработку карьерным способом. Запасы игнимбритов вполне могут обеспечить потребность строительных организаций области, а при необходимости игнимбриты могут вывозиться в иные экономически развивающиеся районы Дальнего Востока, а также экспортироваться.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Проблема кайнозойских игнимбригов Камчатки связана с важнейшими проблемами вулcano-магматической геологии и не может быть решена без комплексного, всестороннего изучения материала. Однако приведенные данные уже сейчас позволяют сделать некоторые выводы.

Кайнозойский вулканизм Камчатки отличается тенденциями к циклическому развитию. В первом приближении выделяются: анавгайский (ранний — средний миоцен), алнейский (поздний миоцен — плиоцен) и плейстоценовый циклы вулканической деятельности, каждый из которых завершался этапом кислого, существенно игнимбригового вулканизма. Однако картина циклической эволюции вулканизма лишь частично в общем виде отражает характер развития вулканических поясов. Попытки провести строгую корреляцию определенных вулканических явлений в региональных масштабах не дали положительных результатов. Цикличность как закономерность является неотъемлемой чертой лишь локальных вулcano-тектонических структур, эволюция которых может быть моно- и полициклической. Начальные этапы развития — образование крупных базальтовых щитовых вулканов или группы основных стратовулканов, для различных вулcano-структур — могут совпадать во времени. В то же время дальнейшие этапы, а особенно завершающие (кальдерообразование, игнимбригообразование, сам характер и время проявления кислого вулканизма в различных локальных структурах) глубоко индивидуализированы. Это, по-видимому, объясняется планетарной причинностью вулканических явлений начальных этапов развития локальных вулcano-тектонических структур и зависимостью заключительных этапов циклов (времени и особенностей проявлений кислого вулканизма, возможности самого его проявления) от конкретных местных тектонических условий.

В целом продукты кислого вулканизма составляют небольшую долю от объема всех вулканических вулcano-структур. И кислые, и основные вулканические принадлежат единым магматическим комплексам. Игнимбриговые извержения обуславливали возникновение кальдер и вулcano-тектонических депрессий. Кальдеры и вулcano-тектонические депрессии не могут рассматриваться как самостоятельные вулcano-тектонические явления и формы; их образование — лишь этап в развитии локальной вулканической структуры. Наиболее благоприятными для возникновения кальдер и подобных им депрессий являлись

вулкано-тектонические структуры, сформировавшиеся в зонах пересечения крупных разнонаправленных структур фундамента вулканического пояса. Широкое развитие разрывных нарушений в пределах кальдер и депрессий позволяет считать, что извержение игнимбритов происходило по многочисленным трещинам.

Рассмотренные игнимбриты представляют собой пирокластические породы, механизм извержения которых сопоставим с извержением пирокластических потоков катмайского типа. Активное проявление автопневматолитовых процессов в покровах объясняется повышенным содержанием летучих в игнимбритовом расплаве и, благодаря этому, неполной дегазацией игнимбритовой эмульсии во время переноса. Состав ксенолитов и некоторых типов фьямме указывает на небольшую глубину формирования игнимбритового расплава в магматическом очаге.

Разновозрастные игнимбриты Камчатки близки по своим петрохимическим и петрографическим свойствам, что свидетельствует об однородных условиях образования их магматических расплавов. Для игнимбритов одного вулканического комплекса характерно постоянное содержание щелочей, которое слабо зависит от содержания кремнезема. Игнимбриты представляют собой наиболее щелочные продукты одной фазы извержения.

Установленный циклический характер вулканизма в пределах локальных вулкано-тектонических структур, сравнительно небольшие объемы кислых вулканитов по отношению к объему всей вулкано-структуры, унаследованность проявления центров кислого вулканизма по отношению к основному вулканизму более ранних этапов, близость петрохимических особенностей кислых и основных пород одного вулканического цикла, а также антидромный характер эволюции вулканизма во время одной фазы игнимбритового извержения — все это склоняет к мнению об игнимбритообразующем расплаве как дифференциате базальтовой магмы. Однако постоянное присутствие в игнимбритах ассимилированных обломков ксенолитов, наличие фьямме-ксенолитов, являющихся неотъемлемым компонентом породы, и, наконец, такой геологический факт, как длительный вулканический и тектонический покой перед игнимбритовыми извержениями, свидетельствуют о большой роли процессов ассимиляции, процессов взаимодействия основного очага с вмещающими породами при образовании магматического расплава игнимбритов.

Геологические условия, сопутствующие кайнозойскому игнимбритовому вулканизму Камчатки, а именно: проявление его в заключительные периоды циклов орогенного вулканизма на поздних стадиях эволюции магматических очагов, связь с магматическими расплавами с повышенным содержанием летучих, системы дизъюнктивных нарушений, сопровождающие кальдерные извержения — благоприятны для эндогенного жильного оруднения. Это нередко подтверждается пространственной при-

уроченностью месторождений металлических полезных ископаемых к полям игнимбригов, близких по возрасту времени рудопроявлений не только на Камчатке, но и во всех районах, где имело место формирование игнимбриговых покровов.

Плейстоценовые игнимбриги Камчатки обладают свойствами, близкими арктическим туфам Армении. Они являются хорошим строительным материалом, могут быть использованы как сырье для каменного литья, для изготовления пенотуфа и стекловолокна.

Целенаправленное изучение проблемы игнимбригов показывает, какое серьезное значение имеет ее решение для объективного понимания геологического строения вулканической области. Особенно важно выявление и прослеживание игнимбриговых покровов как при палеовулканогеологических реконструкциях, так и при стратиграфическом расчленении вулканогенных толщ. Появление игнимбригов в разрезе указывает на длительные перемены в накоплении вулканитов в предшествующее появление игнимбригов время, на возможность наличия в прошлом отрицательных структур типа кальдер, благоприятных для концентрации металлических полезных ископаемых. Этапы кислого вулканизма (в том числе игнимбригообразования и кальдерообразования) знаменуют собой значительные вехи как в эволюции магматизма, так и в тектоническом развитии региона. Исследование игнимбригов проливает свет на связи интрузивной и эффузивной деятельности, связи рудообразования и магматизма. В то же время проблема игнимбригов еще далека от своего решения. Поэтому изучение игнимбригов с целью определения их роли в магматическом процессе, несомненно, будет продолжаться.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В. В., Святловский А. Е. Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 98—100
- Аверьев В. В., Белоусов В. В. Паужетские горячие воды на Камчатке. М., Наука, 1965, 208 с.
- Адамян А. А. К вопросу о происхождении туфо-туфолаговых отложений Армении. — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., 1961, с. 61—65.
- Апрелков С. Е. Игнимбриты Гольгинских гор. Южная Камчатка. — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., 1961, с. 92—96.
- Апрелков С. Е., Марченко А. Ф., Шеймович В. С. Некоторые петрохимические особенности четвертичного вулканизма Камчатки. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963, с. 35—42.
- Апрелков С. Е., Шеймович В. С. Плиоценовые экструзии Юго-Восточной Камчатки. — В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., 1963, с. 132—142.
- Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н., Власов Г. М. Стратиграфия палеогено-неогеновых отложений Центрально-Камчатской вулканической зоны. — В кн.: Геология СССР, т. XXXI, ч. 1. М., 1964, с. 154—177.
- Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н. Новые данные о геологии Юго-Восточной Камчатки. — Сов. геология, 1965, № 3, с. 74—88.
- Апрелков С. Е. Геология позднеогеновых и четвертичных вулканов хребта Ивулк на Камчатке. — В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. Т. 2. М., 1966, с. 56—72.
- Апрелков С. Е., Слепов Ю. М., Шеймович В. С. К стратиграфии четвертичных вулканитов Камчатки. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. V. Петропавловск-Камчатский, 1967, с. 126—128.
- Апрелков С. Е., Шеймович В. С. Связь эффузивных и интрузивных процессов на примере древних вулканов Центральной Камчатки. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов. Магадан, 1968, с. 156—157.
- Апрелков С. Е. Геологическое картирование неоген-четвертичных вулканов Камчатки. — В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., 1969, с. 100—102.
- Апрелков С. Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 47—61.
- Апрелков С. Е., Жегалов Ю. В. О вулканических поясах Камчатки. — Геотектоника, 1972, № 2, с. 102—109.
- Ахметьев М. А. К вопросу о границе между палеогеновой и неогеновой системами на Дальнем Востоке. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 12, с. 67—78.
- Белый В. Ф. Структурно-формационное районирование Охотско-Чукотского вулканического пояса. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов. Магадан, 1968, с. 93—95.
- Белый В. Ф., Котляр И. Н., Павлов П. П. О некоторых геологических и вулканологических аспектах проблемы вулканоструктур оседания и кальдер. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 179—181.
- Беммелен Р. В. Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 394.
- Беммелен Р. В. Вулканология и геология игнимбритов Индонезии, Северной Италии и США. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 561—577.

Бойд Ф. Р. Спекшиясы туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 208—263.

Бондаренко В. Н., Хотин М. Ю. Неогеновый вулканизм Камчатки, его петрохимические особенности и металлогения.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963, с. 43—55.

Брайцева О. А., Краевая Т. С., Шеймович В. С. О происхождении Курильского озера и пемз этого района.— В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. III. Петропавловск-Камчатский, 1965, с. 49—57.

Брайцева О. А., Боговяленская Г. Е., Эрлих Э. Н. Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии.— В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., 1974, с. 10—32.

Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970, 348 с.

Быковская Е. В., Ротман В. К. Геологические позиции игнимбритов различных вулканических зон Дальнего Востока.— В кн.: Туфолавы и игнимбриды. М., 1961.

Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт И. М. Петрография.— М., ИЛ 1957, 425 с.

Власов Г. М. Приохотские складчатые области (Сахалин, Курильские о-ва, Камчатка, Корьякское нагорье).— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3 (тектоника). М., 1958, с. 223—234.

Власов Г. М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности.— Сов. геология, 1958, № 5, с. 3—18.

Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов. Матер. по четвертич. геол. и геоморфол. СССР.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1959, вып. 2.

Власов Г. М. Типы вулканических зон Тихого океана.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., 1966, с. 13—21.

Влодавец В. И. О некоторых семячинских туфолавах и их происхождении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 3.

Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбридами.— В кн.: Туфолавы, М., 1957, с. 3—16.

Влодавец В. И. Вулканы и вулканические образования Семячинского района, 1958, с. 195.

Влодавец В. И. Проблема туфолав и игнимбридов.— В кн.: Туфолавы и игнимбриды. М., 1961, с. 11—23.

Влодавец В. И. О термине «игнимбрид».— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 6, с. 41—49.

Волынец О. Н. О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма.— В кн.: Кислый вулканизм, Новосибирск, 1973, с. 151—178.

Вулканические горы и равнины. И. В. Мелекесцев, О. А. Брайцева, Э. Н. Эрлих, Н. Н. Кожемяка.— В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., 1974, с. 162—233.

Геологическое развитие Японских островов. Коллектив авт. М., Мир, 1968, 719 с.

Геологическое развитие Авачинского вулкана по геофизическим данным/Г. С. Штейнберг, С. Т. Балеста, М. И. Зубин, А. А. Таракановский.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., 1966, с. 49—55.

Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М., Недра, 1964, 733 с.

Горшков Г. С. Спекшийся туф кальдеры Заварицкого (о-в Симушир, Курильские о-ва).— В кн.: Туфолавы и игнимбриды. М., 1961, с. 102—107.

Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963, с. 5—16.

Горшков Г. С., Боговяленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., Наука, 1965, 170 с.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., Наука, 1967, 287 с.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., Наука, 1966, 235 с.

Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1967, 256 с.

Дитмар Г. В., Максимовский В. А. Соотношения содержания урана, тория и калия в продуктах кислого вулканизма и проблема игнимбритов. — Докл. АН СССР. Сер. геол. Т. 219, 1974, № 5, с. 1227—1230.

Ельквист С. О. О присутствии игнимбритов в докембрии. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 533—543.

Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 1, с. 28—39.

Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолов Армении. — Изв. АН Арм. ССР, естеств. наук, 1946, № 10, с. 31—60.

Заварицкий А. Н. Игнимбриды Армении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 3, с. 3—16.

Залесский Б. В. Применение вулканических туфов и туфолов в качестве строительного материала. — В кн.: Туфоловы и игнимбриды. М., 1961, с. 220—222.

Зеленугин В. Н. О двух наиболее распространенных типах вулканотектонических структур и связанных с ними кислых вулканитах. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 166—168.

Зубин М. И. Глубинное строение кальдер Камчатки (по геофизическим данным). — Автореф. канд. диссерт., Петропавловск-Камчатский, 1971, с. 18.

Иванов С. Н. Особенности образования геосинклинальных месторождений, связанных с базальтоидными гидротермами. — Уральск. петрограф. совещ. Тезисы докл., Свердловск, 1966.

Исикава Т., Минато М., Куно Х. Спекшиясы туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туфов Японии. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 478—489.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова/И. В. Мелекесцев, О. А. Брайцева, Э. Н. Эрлих и др. М., Наука, 1974, 439 с.

Каплин П. А., Парунин О. Б., Шлюков А. И. Радиоуглеродные датировки лабораторий географического факультета МГУ и института океанологии АН СССР. — Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода, № 39, 1972, с. 165—173.

Каретин Ю. С. Пемзовые туфы и игнимбриды Галкинской кальдеры в силуре севера Среднего Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 301—307.

Котляр И. Н. О новом типе отрицательных вулканических структур в Охотско-Чукотском поясе. — Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 5, с. 1149—1152.

Краевая Т. С. Новые данные о возрасте молодых пемзовых отложений района озера Курильского. — В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. V, Петропавловск-Камчатский, 1967, с. 128—131.

Краевая Т. С., Шеймович В. С. К вопросу о голоценовых игнимбритах на Камчатке. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. VI. Петропавловск-Камчатский, 1970, с. 170—171.

Кристаллизация базальта при давлении 25 кбар и температурах от 80 до 1300°Ю. С. Геншафт, В. В. Наседкин, Ю. Н. Рябинкин, В. П. Петров. — Советская геология, 1965, № 8.

Крохин Е. М., Кроуианс Ф. В. Курильское озеро и биология в его бассейне. — Труды Тихоокеанск. комитета АН СССР, т. IV, Курильское озеро. 1937, с. 1—154.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 387 с.

- Малеев Е. Ф.* О петрографических принципах классификации вулканокластических пород. — В кн.: Труды I вулканологического совещания. Ереван, 1958, с. 449—456.
- Малеев Е. Ф.* Пирокластическая природа игнимбригов юга Камчатки. — В кн.: Туфолавы и игнимбриги. М., 1961, с. 97—101.
- Малеев Е. Ф.* Генетические типы туфолав и отличие их от игнимбригов. — В кн.: Туфолавы и игнимбриги. М., 1961, с. 39—46.
- Малеев Е. Ф.* Характерные признаки некоторых грубообломочных фаций. — В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов в СССР. М., 1963, с. 119—131.
- Малеев Е. Ф.* Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Малеев Е. Ф.* Семьячинские игнимбриги и проблема туфолав. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., 1969, с. 91—104.
- Малеев Е. Ф.* Агломератовые пирокластические потоки. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., 1969, с. 5—33.
- Манвелян М. Г.* Новые области применения туфов. — В кн.: Туфолавы и игнимбриги. М., 1961, с. 223—225.
- Маракушев А. А., Яковлева Е. Б.* Генезис кислых лав. — Вестн. Моск. ун-та, геол., 1975, № 1, с. 3—24.
- Маренича Т. Ю.* Спекшиные туфы Ичинского вулкана в Среднем хребте Камчатки. — В кн.: Туфолавы и игнимбриги. М., 1961, с. 108—116.
- Мартин Р. К.* Некоторые геологические и петрографические особенности игнимбригов Америки и Новой Зеландии. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 544—560.
- Масуренков Ю. П.* Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М., Изд-во АН СССР, 1961. 131 с.
- Мелекесцев И. В.* Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., 1966, с. 82—92.
- Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., Наука, 1970. 140 с.
- Металлогенетическая характеристика кайнозойских вулканогенных формаций Камчатки/С. Е. Апрельков, Ю. В. Жегалов, Ю. М. Слепов, Ю. Н. Харченко.* В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967, с. 151—163.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Игнимбриго-туфоловая формация в структуре альпийского пояса Юго-Западной Евразии. — В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Алма-Ата, 1963, 38—53.
- Миц М. В., Самозванцева З. М.* Некоторые соотношения основного и кислого вулканизма в Ульяновском прогибе Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка. 1971, № 1, с. 28—34.
- Миоценовые интрузии гранитоидов Южной Камчатки.* — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., 1966, с. 145—157.
- Наседкин В. В., Зиборова Т. А.* Минералогия тридимитовых пород района Артеми, Армения и значение тридимита в эффузивных минеральных парагенезисах. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1968, № 1, с. 70—83.
- Набоко С. И.* Металлоносность кальдеры Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., 1974, с. 162—195.
- О кальдерах Хоккайдо/Исикава Т., Кацуи И., Оба И., Сато Х.* Кадзан, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 1969, т. 14, № 2, с. 97—108.
- Офтедаль Хр.* Об игнимбригах и связанных с ними породах. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 183—198.
- Паужетская вулcano-тектоническая структура.* В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 49—72.
- Петров В. П.* Петрографический облик игнимбригов и туфовых лав и их место среди горных пород промежуточных между лавами и туфами. — В кн.: Туфолавы и игнимбриги. М., 1961, с. 24—38.

*Пийп Б. И.* Маршрутные геологические исследования на юге Камчатки. — В кн.: Труды Камчатской вулканологической станции АН СССР, вып. 3. М., 1947, с. 89—134.

*Пийп Б. И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. М., Изд-во АН СССР, 1956, 311 с.

*Пийп Б. И.* Кроноцкие игнимбриты на Камчатке. — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. Вып. 20. М., 1961, с. 90—91.

*Преобразование в базальтах при высоких давлениях и температурах/ Ю. С. Генштафт, В. В. Наседкин, В. П. Петров, Ю. Н. Рябинин.* Алма-Ата, 1965, с. 26—27.

*Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964. 437 с.

*Росс К. С., Смит Р. Л.* Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 371—477.

*Сахно В. Г.* К вопросу о происхождении игнимбритов и туфолав меловых вулканогенных толщ юга Дальнего Востока. — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., 1961, с. 143—150.

*Святловский А. Е.* Южно-Быстринский хребет на Камчатке. — В кн.: О вулканизме, геологии и гидротермах Камчатки. М., 1956, с. 110—190.

*Святловский А. Е.* Атлас вулканов СССР. — М., Изд-во АН СССР, 1959. 174 с.

*Слепов Ю. М., Шеймович В. С.* Пример расчленения разновозрастных вулканогенных толщ на Юго-Восточной Камчатке. — В кн.: Методика картирования вулканогенных образований. М., 1969, с. 114—117.

*Смит Р. Л.* Потоки вулканического пепла. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 307—370.

*Сперанская И. М.* Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., 1961, с. 117—131.

*Сперанская И. М.* О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. — Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка. 1963, № 4, с. 3—16.

*Сперанская И. М., Печерский Д. М.* К вопросу об условиях образования разных типов игнимбритов. — Магадан, 1964, с. 181—191.

*Сперанская И. М.* Петрографическая классификация игнимбритов. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР. Вып. 19. Магадан, 1966, с. 209—220.

*Сперанская И. М.* Вопросы геологического изучения и картирования рудоносных вулканических и вулканоплутонических формаций. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967а, с. 206—222.

*Сперанская И. М.* Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967б, № 9, с. 54—69.

*Сперанская И. М.* Новые проблемы игнимбритового вулканизма. — В кн.: Магматизм северо-востока Азии. Ч. I. Магадан, 1974, с. 73—79.

*Стейнер А.* Происхождение игнимбритов острова Северный. Новая Зеландия. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 490—532.

*Тазиев Г.* Механизм игнимбритовых извержений. — В кн.: Механизм интрузивной магмы. М., 1972, с. 134—141.

*Такээси И.* Кальдера обрушения Исидзуги и пирокластический поток Тенгудаке, о-ов Сикоку (Япония). — «Гансэк кобуцу косэ гаккайси», S. Jap. Assoc., Miner., Petrol. and Econ. Geol. 170, 64, № 1, с. 1—12.

*Томсон И. Н., Ходак Ю. А., Хорошилов Л. В.* Кольцевые структуры Земли и Луны (Опыт сравнительного планетологического исследования). — Сов. геология, 1968, № 9, с. 73—81.

*Туфолавы.* М., Изд-во АН СССР, 1957, 67 с.

*Туфолавы и игнимбриты.* Вып. 20. М., 1961. 227 с.

*Устиев Е. К.* Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 3—15.

*Фаворская М. А., Фрих-Хар Д. И., Волчанская И. К.* Магматизм Юго-Восточной Камчатки в условиях тектонической активизации. М., Наука, 1965. 151 с.

*Филатова Н. И., Дворянкин А. Н.* Роль кислого вулканизма и формирование Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд.-ние геол., 1974, т. 49, № 1, с. 73—88.

*Четвертичные* кальдеры Камчатки/М. И. Зубин, И. В. Мелекесцев, А. А. Таракановский, Э. Н. Эрлих. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 55—66.

*Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р.* Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хр. Тумрок и некоторых других районов Камчатки. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., 1966, с. 86—98.

*Шанцер А. Е.* Плиоцен-четвертичные контрастные серии Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 145—146.

*Шеймович В. С.* Верхнемутновские термальные источники. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. II. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 104—105.

*Шеймович В. С., Хромов В. Т., Гладикова В. М.* О возрасте аллейской серии на юге Камчатки. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский. Вып. III, 1965, с. 101—104.

*Шеймович В. С.* Рельеф древних вулканов юга Камчатки. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. IV. Петропавловск-Камчатский, 1966, с. 56—62.

*Шеймович В. С.* Вулкан Ксудач в августе 1963 г. — Бюлл. вулканол. станций. 1966, № 41, с. 25—28.

*Шеймович В. С.* Роль и место игнимбритов в строении вулканогенных толщ кайнозоя Камчатки. — Геология и геофизика, 1968, № 12, с. 47—55.

*Шеймович В. С.* Соотношения фаций вулкана Огонисглы. Центральная Камчатка. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М., 1970, с. 144—148.

*Шеймович В. С., Валов М. Г.* О возрасте рудообразования в Быстринском и Срединном хребтах Центральной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, с. 110—115.

*Шеймович В. С.* Изменение содержания щелочей в вулканитах в ходе игнимбритообразующих извержений. — Докл. АН СССР, 1972. Т. 202, № 3, с. 681—684.

*Шеймович В. С.* Типы фьямме в камчатских игнимбритах. — Бюлл. вулканол. станций, 1972, № 48, с. 56—63.

*Шеймович В. С., Брайцева О. А., Краевая Т. С.* Четвертичные игнимбриты Семейного района на Камчатке. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, 1973, с. 110—120.

*Шеймович В. С., Штейнберг Г. С.* Эволюция верхнеоген-четвертичного вулканизма и структура поверхности М на примере Южной Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 140—142.

*Шеймович В. С.* Особенности развития дочетвертичных вулcano-тектонических депрессий на Камчатке. — Геотектоника, 1974, № 6, с. 118—125.

*Ширинян К. Г.* Игнимбриды и туфолавы, принципы классификации и условия формирования на примере Армении. — В кн.: Туфолавы и игнимбриды. Вып. 20. М., 1961, с. 47—58.

*Штейнберг Г. С.* Сравнительная морфология кратеров и цирков Луны и некоторых верхнечетвертичных образований Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 10, с. 15—27.

*Штейнберг Г. С.* Строение земной коры Южной Камчатки и структурно-тектоническая позиция четвертичных вулканов. — Докл. АН СССР, т. 166, 1966, № 2, с. 439—443.

*Энлоус Г. Е.* Спекшиеся туфы Национального заповедника Чирикауа, Аризона. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 264—306.

*Эрлих Э. Н.* Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции. М., Наука, 1966. 279 с.

Эрлих Э. Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы четвертичного вулканизма. — Геотектоника, 1966, № 6, с. 48—63.

Эрлих Э. Н. Проблема кальдер на международном симпозиуме «Корни вулканов». Оксфорд, 7—13 сентября, 1969 г. — Бюлл. вулканол. станций, № 47, 1971, с. 83—87.

Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В., Штейнберг Г. С. Общие вопросы вулканизма Луны. — Геотектоника, 1975, № 1, с. 104—116.

Almond D. Ignimbrite vents in the Sabaloka cauldron, Sudan. — Geol. Mag., 1971, vol. 108, No. 2, p. 159—176.

Ayranci B., Weibel M. Zum Chemismus der Ignimbrite des Erciys—Vulhans (Zentral-Anatolien). — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1973, t. 53, No 1, p. 49—60.

Blank N. R. Ash—Flow Deposits of the Central King Country, New Zealand. — N. Z. Jour. of Geol. and Geoph. Second Special Volc. Issue, 1965, vol. 8, No 4, p. 588—607.

Bogdanowitsch K. Geologische Shisse von Kamtschatka. Gotha: Iustus Perthes., 1904. 34 p.

De Roever W. and Lodder W. Indications of Syngenetic Origin of Gold Ore and Ignimbrites near Rodalquilar (S. E. Spain). — Bull. Volc. Org. de l'Assoc. de Volcan., Napoli, 1967, t. XXX, p. 35—40.

Ewart A. Mineralogy and Petrogenesis of the Whakamaru Ignimbrite in the Maraetai Area of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. N. Z. — Jour. of Geol. and Geoph. Second Special Volc. Issue, 1965, vol. 8, No 4, p. 611—676.

Fenner C. N. The Origin and Mode of the Great Tuff Deposit of the Vallet of Ten Thousand Smokes. — Techn. Pap. Nat. Geogr. Soc. Amer., Katmaiser. No 1, 1923.

Grange L. I. Rhyolite Sheet Flows of the North Island, New Zealand. — N. Z. Sci. and Technol., 1934, vol. 16, No. 2, p. 57—67.

Grindley G. W. The Geology, Structure and Exploitation of the Wairakei Geothermal Field, Taupo, New Zealand. — N. Z. Geol., Surv., 1965, p. 156—157.

Iokoyama I. Structure of Caldera and gravity anomaly. — Bull. Volcan. Org. de l'Assoc. de Volcan., Napoli, 1963, vol. 26, p. 67—72.

Karolusova-Kocischakova E. Prispěvek k Problematice Pyroclastic. Geol. Prace Slovenska Akad. Vied., No 49, 1958.

Katsui I. Evolution and Magmatic History of Some Krakatoan Calderas in Hokkaido, Japan. — Journ. of the Faculty of Sci. Hokkaido Univ., 1963, ser. IV, vol. XI, No. 4, p. 631—650.

Kennedy G. C. Some Aspect of the Role of Water in Rock Melts. — Geol. Soc. Am., 1958, Sp. Paper 62, p. 484—504.

Kirsanov I. T. Acid Volcanism and Thermal Manifestation in the Area of Mutnovsky and Gorely Volcanoes (South Kamchatka). — Bull. Volc. Org. de l'Assoc. de Volcan., Napoli, 1967, vol. XXX, p. 139—151.

Koronovskiy N. V. The structure of the feeding channels of ignimbrite and tufflava complexes of the Northern Caucasus. — Bull. Volc. Org. de l'Assoc. de Volcan., 1971, t. 34, No 2, p. 639—647.

Lacroix X. Remarques sur les Matériaux de Projection des volcans et sur la Genese, de Roches Pyroclastiques q'ils Constituent. Livre Jubilaire Centenaire de le Soc. de France, 1830—1930, t. 2, 1930.

La Fehr T. R. The Estimation of the Total Amount of Anomalous Mass by Gauss's Theorem. — Journ. of Geoph. Research, 1965, vol. 70, No. 8, p. 1911—1919.

Marshall P. Acid Rocks of Taupo—Rotorua Volcanic District, 1935 (Trans. Roy. Soc. N. Z., No. 6), p. 323—366.

Matumoto T. Calderas of Kyu-Syu. Bend. Oregon. 1966.

Ostapenko V. F., Fedorchenko V. I., Shilov V. N. Pumices, Ignimbrites and Rhyolites from Great Kurite Arc. Bull. Volc. Org. de l'Assoc. Inter. de Volcan., Napoli, 1967, vol. XXX, p. 82—92.

*Pakiser L. C., Press P. R., Kane M. F.* The Geophysical Research of Mono Basin.—Bull. Volcan. of the Geol. Soc. of America, 1960, vol. 71, No. 4, p. 415—448.

*Pittwell L. R., Gedamu Lashitew.* A study of an Ethiopian ignimbrite plug.—Ethiopia Observ., 1972, t. 15, No. 1, p. 37—38.

*Smith R. L.* Zone and Zonal Variations in Welded Ash Flow. Short Contributions to Gen. Geology.—Geol. Surv. Prof. Paper, 354—355, 1960.

*Smith R. L., Baily R. A.* Resurgent calderas. U. S.—Geol. Survey Studies in Volcanology. Geol. Soc., 1968, Mem. 116, p. 613—662

*Structural Evolution of the Valles Caldera, New Mexico, and its Bearing on the Emplacement of Ring Dikes.* Short Paper in the Geol. and Hydrogeol.—R. A. Baily, C. S. Ross., D. C. Washington.—Sci., Art. Geol. Surv. Research, 1961, p. 293—435.

*Villari L.* On particular Ignimbrites of the Island of Pantelleria (Channel of Sicily).—Bull. Volcan., 1969 (1970), t. 33, No. 3, p. 828—839.

*Williams H.* Calderas and their Origin. Univ. Calif. Pub.—Bul. Dept. Geol. Sci. 1941, vol. 25, No. 6, p. 239—346.

## ТАБЛИЦЫ ИЗОБРАЖЕНИЙ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

### Таблица I. Рельеф покровов плейстоценовых игнимбритов.

1. Плоская поверхность покрова игнимбритов II остывшей единицы с первичным уклоном в сторону океана. Бухта Нерпичья, Кроноцкий залив. Фото Т. С. Краевой.

2. Поверхность игнимбритового покрова с характерным густо разветвленным рисунком гидросети. В западной и северо-западной частях планового аэрофотоснимка видна слабо расчлененная поверхность подстилающих игнимбриты эффузивных образований. Левобережье р. Верхний Стан, Восточная Камчатка.

### Таблица II. Обнажения плейстоценовых игнимбритов в абразионном уступе Кроноцкого залива.

1. Призматическая отдельность игнимбритов III остывшей единицы в устье р. Второй. Фото Т. С. Краевой.

2. Призматически-блоковая отдельность игнимбритов II остывшей единицы у р. Третьей. Фото Т. С. Краевой.

3. Призматически-блоковая отдельность игнимбритов I остывшей единицы у р. Тундровой. Фото Т. С. Краевой.

### Таблица III. Обнажения плейстоценовых игнимбритов в абразионном уступе Кроноцкого залива.

1. Залегание игнимбритов, генетически связанных с формированием кальдеры Малого Семячика (темные) на неспекшихся пемзах пирокластических потоков (белые). Игнимбриты перекрыты неспекшимися пемзами пирокластического потока. Мыс Ванькин Нос к югу от пос. Жупаново. Фото Т. С. Краевой.

2. Игнимбриты II остывшей единицы с блоковой отдельностью, залегающие на белых пемзах пирокластического потока, под которыми вскрываются грубообломочные флювиальные отложения. Р. Тундровая. Фото Т. С. Краевой.

3. Изменение отдельности игнимбритов в зависимости от степени спекания. В нижней части обнажения видны сильно спекшиеся гомогенизированные игнимбриты со стекляннм блеском на плоскостях отдельности, переходящие выше по разрезу в породу с шиферовидной отдельностью. Мыс Ванькин Нос. Фото Т. С. Краевой.

### Таблица IV. Зональность спекания в игнимбритах. Обнажение у причала Жупановского комбината.

1. Общий вид. В левом нижнем углу снимка видны слоистые пемзовые пески, подстилающие игнимбриты.

2. Верхняя часть обнажения. Виден переход гомогенизированных лавоподобных игнимбритов в породы с грубообломочной структурой агломератовых туфов.

3. Основание покрова игнимбритов, представленное неспекшимися пемзовыми песками. Вверх по разрезу степень спекания увеличивается. Там, где видна черепитчатая отдельность, порода характеризуется слабой степенью спекания. В нижней части снимка видна подстилающая игнимбриты тефра.

4. Зона максимального спекания и гомогенизации в покрове. Текстура породы массивная, отдельность блоковая с дуговым профилем трещин, цвет черный.

### Таблица V. Фьямме в игнимбритах Кроноцкого залива. Мыс Ванькин Нос. Зависимость формы и цвета фьямме от положения в покрове игнимбритов.

1. Сильно спекшаяся средняя часть покрова. Фьямме представлены узкими линзами массивного стекла и строго параллельны друг другу. Фото Т. С. Краевой.

2. Слабо-умеренно спекшиеся зоны в верхней и нижней частях покрова. Фьямме представлены пористым стеклом, изометричны, слабо сплющены, не строго параллельны друг другу.

3. Слабо спекшаяся зона основания покрова. Включения не смяты или слабо смяты, изометричны; окраска их неоднородна: центральные части включений темнее периферических.

#### Таблица VI. Фьямме в игнимбриках.

1—3. Превращение пемзовых лапиллей во фьямме при пластических деформациях под давлением.

1. Обломок пемзы в игнимбриках р. Верхний Стан. Подошва покрова, зона без спекания. Без анализатора. × 16.

2. Фьямме в том же покрове, представленное слабо смятым обломком пемзы. Без анализатора. × 16.

3. Фьямме в игнимбриках р. Верхний Стан (зона умеренно-сильного спекания), представленное гомогенизированным смятым обломком пемзы с выделениями минералов газовой фазы. Без анализатора. × 16.

4. Фьямме-ксенолит в игнимбрике Кроноцкого залива (в устье р. Тундровой), представленное уплощенным базальтовым обломком. 4а — без анализатора, 4б — с анализатором. × 40.

#### Таблица VII. Структура слабо спекшихся фаций игнимбритовых покровов.

1. Пеплово-пемзовая структура мезостазиса порфирокластического игнимбрита. Плиоценовые игнимбриды, р. Опала. Без анализатора. × 40.

2. Пеплово-пемзовая витрокластическая структура мезостазиса игнимбрита. Обломки кристаллов представлены кварцем и плагиоклазом. Гольгинские горы. Без анализатора. × 40.

3. Пепловая витрокластическая структура гиалоигнимбрита (неискаженная). Обнажение у причала Жупановского комбината. Без анализатора. × 56.

#### Таблица VIII. Зависимость структуры витрокластического мезостазиса игнимбритов от степени спекания.

1. Слабо-умеренно сваренные фации гиалоигнимбритового покрова. Структура пепловая, слабо искаженная. Обнажение у причала Жупановского комбината. Без анализатора. × 80.

2. Слабо спекшаяся фация порфирокластического игнимбрита. IV остоящая единица Кроноцкого залива. Структура черепитчатая. Видны черные пористые ксенолиты. Без анализатора. × 40.

3. Сильно спекшаяся фация покрова порфирокластического игнимбрита с микроигнимбритовой структурой и псевдофлюидальной текстурой мезостазиса. Хорошо видны ксенолиты-порфирокласты плагиоклаза. Р. Верхний Стан. Восточная Камчатка. Без анализатора. × 64.

4. Гомогенизированный мезостазис в игнимбритовом покрове района вулкана Горелого. Линза реоигнимбритов на руч. Пеннстом. Структура витрофировая, текстура перлитовая. Видны следы пемзовой текстуры. Без анализатора. × 64.

#### Таблица IX. Кристаллизация минералов газовой фазы в игнимбриках.

1. Структура замещения стекла (темные участки) агрегатом минералов газовой фазы в зоне кровли игнимбритов вулкана Горелого. Без анализатора. × 36.

2. Выделения минералов газовой фазы (тридимита, кристобалита, полевого шпата) в порах стекла фьямме. Игнимбриды Гольгинских гор, Южная Камчатка. Без анализатора. × 130.

3. Выделение минералов газовой фазы в порах спекшегося мезостазиса: тридимита, полевого шпата и моноклинного пироксена (зерно с высоким рельефом). Р. Верхний Стан. Без анализатора. × 160.

#### Таблица X. Девирификация и кристаллизация минералов газовой фазы в игнимбриках.

1. Метасоматическое замещение ксенолита минералами кристаллизации газовой фазы в кровле игнимбритов вулкана Горелого. Фемические компоненты при замещении концентрируются по границе ксенолита и вокруг незамещенных микроклитов, образуя темные каемки и пятна. Без анализатора. ×40.

2. Замещение стекла мезостазиса игнимбрита II остывшей единицы (Кроноцкий залив) фельзитом. Светлая масса — тридимит, кристобалит, черная — стекло. Без анализатора. ×40.

3. Фьямме в игнимбрите Гольгинских гор. В его центральных частях видны пузырьки с минералами газовой фазы. Без анализатора. ×24.

**Таблица XI. Ювенильные минералы-кристаллокласты в игнимбритах.**

1, 2. Кристаллы плагиоклаза и гломеропорфировый сросток плагиоклаза и пироксенов. IV остывшая единица (Кроноцкий залив). Никולי включены. ×50.

3. Плагиоклаз-пироксен-магнетитовые сростки в игнимбрите (там же, что и на фото 1). Без анализатора. ×50.

4. Плагиоклаз в игнимбрите Южно-Быстринского хребта (средний миоцен). Никולי включены. ×50.

5. Плагиоклаз в игнимбрите III остывшей единицы (Кроноцкий залив). Никולי включены. ×64.

6. Плагиоклаз в игнимбрите района вулкана Горелого. Без анализатора. ×40.

**Таблица XII. Кристаллокласты кварца в игнимбритах.**

1. Типичная трещиноватость выделений кварца в игнимбритах. Обнажение в 5 км к югу от пос. Жупаново, «розовые» игнимбриты (плиоцен?). 1а — без анализатора, 1б — никולי включены. ×24.

2 и 4. Кварц в игнимбритах Южно-Быстринского хребта. Никולי включены. ×24.

3. Кварц в экструзии липаритов (средний плиоцен) в поле игнимбритов Южно-Быстринского хребта. Никולי включены. ×24.

**Таблица XIII. Роговая обманка и биотит в экструзиях и игнимбритах.**

1 и 2. Опацитизированные кристаллы зеленой роговой обманки в экструзии горы Мишенной (плейстоцен). Без анализатора. ×16.

3 и 4. Выделения зеленой роговой обманки в игнимбритах р. Верхний Стан. Опацитовые каймы отсутствуют. Без анализатора. ×16.

5. Биотит в игнимбритах р. Верхний Стан. Без анализатора. ×16.

**Таблица XIV. Литоксенолиты в игнимбритах.**

1. Ксенолит андезита (в центре) в игнимбритах вулкана Горелого. Без анализатора. ×24.

2. Ксенолит и фьямме-ксенолит (ниже) андезито-базальтов в игнимбрите I остывшей единицы (Кроноцкий залив). Никולי включены. ×64.

3. Базальтовые и андезитовые ксенолиты в игнимбрите (Кроноцкий залив к югу от пос. Жупаново). Без анализатора. ×16.

**Таблица XV. Переработанные литоксенолиты в игнимбритах.**

1. Ксенолит андезита в зоне максимального спекания покрова игнимбритов вулкана Горелого. Стекло основной массы ксенолита «смешано» с гомогенизированным перлитовым стеклом мезостазиса. Перлитовые микротрещины заходят в ксенолит. Граница ксенолита выражена лишь по части его периметра. Без анализатора. ×50.

2. Ксенолит андезита (там же). Стекло его основной массы полностью «перемешано» со стеклом гомогенизированного перлитового мезостазиса игнимбритов. Ксенолит раздавлен. Без анализатора. ×50.

3—5. Вспученные гомогенизированные ксенолиты базальтов в игнимбритах р. Верхний Стан. Степень спекания игнимбритов умеренная, слабая. Без анализатора. ×24.

**Таблица XVI. Переработанные литоксенолиты в игнимбритах.**

1. Частично гомогенизированный ксенолит андезита в игнимбрите р. Верхний Стан. Видны поры и трещины проплавления. Вкрапленник плагиоклаза резорбирован. Без анализатора. ×40.

2 и 3. Частично гомогенизированные ксенолиты в игнимбрите р. Верхний Стан. Хорошо видно, что их периферия более темная, «остеклована» в большей мере, чем центральные части. Вкрапленники плагиоклаза резорбированы. Без анализатора. × 64.

4. Интенсивно переработанный (гомогенизированный) ксенолит эффузива, превращенный во фьямме черного стекла. Первичная эффузивная его структура определяется по скоплению вкрапленников и микролитов в черном стекле. Без анализатора. × 50.

5. Фьямме четвертого типа в игнимбритах II остывшей единицы (Кроноцкий залив); черное смолянистое стекло со светлыми участками — реликтами микролитовой структуры. 5а — без анализатора, 5б — николи включены. × 40.

**Таблица XVII. Ксенолиты-кристаллокласты плагиоклаза в игнимбритах.**

1—4. Порфиновые выделения резорбированных плагиоклазов в «рубашке» частично гомогенизированной основной массы ксенолитов в игнимбритах р. Верхний Стан. Фото расположены в порядке уточнения оболочки основной массы эффузива вокруг вкрапленника. Без анализатора. × 32.

5. Плагиоклаз — ксенолит, лишенный оболочки эффузивной основной массы. Там же. Без анализатора. × 32.

**Таблица XVIII. Термическая и механическая переработка эффузивных литоксенолитов в игнимбритах. Плавление основной массы и вкрапленников плагиоклазов.**

1. Ксенолит базальта с частично гомогенизированной основной массой и «остеклованными» плагиоклазом в игнимбрите Кроноцкого залива к югу от пос. Жупаново. 1а — без анализатора, 1б — николи включены. × 64.

2. Ксенолит с гомогенизированной и вспученной основной массой и пористым плагиоклазом в игнимбрите III остывшей единицы (Кроноцкий залив). 2а — без анализатора, 2б — николи включены. × 80.

3. Разрушение вкрапленника плагиоклаза (плавление и механическая дезинтеграция) в гомогенизированном и вспученном эффузивном ксенолите в игнимбритах р. Верхний Стан. 3а — без анализатора, 3б — николи включены. × 32.

4. Разрушение вкрапленника плагиоклаза (выплавление и механическая дезинтеграция) частично гомогенизированного эффузивного ксенолита в игнимбрите III остывшей единицы (Кроноцкий залив). 4а — без анализатора, 4б — николи включены. × 96.

**Таблица XIX. Плавление ксенолитов-кристаллокластов в игнимбритах.**

1. Остеклованный проплавленный плагиоклаз в игнимбритах III остывшей единицы (Кроноцкий залив). 1а — без анализатора, 1б — николи включены. × 160.

2 и 3. Плавленные выделения плагиоклазов в игнимбритах р. Верхний Стан. Николи включены. × 160.

4. Проплавленный плагиоклаз в пемзах р. Верхний Стан. Николи включены. × 24.

5. Проплавленный моноклинный пироксен в игнимбритах р. Верхний Стан. Николи включены. × 40.

**Таблица XX. Динамические воздействия на кристаллокласты плагиоклаза и литоксенолиты при диагенетических преобразованиях в покрове игнимбритов Южно-Быстринского хребта.**

1. Растаскивание раздавленного зерна. Николи включены. × 36.

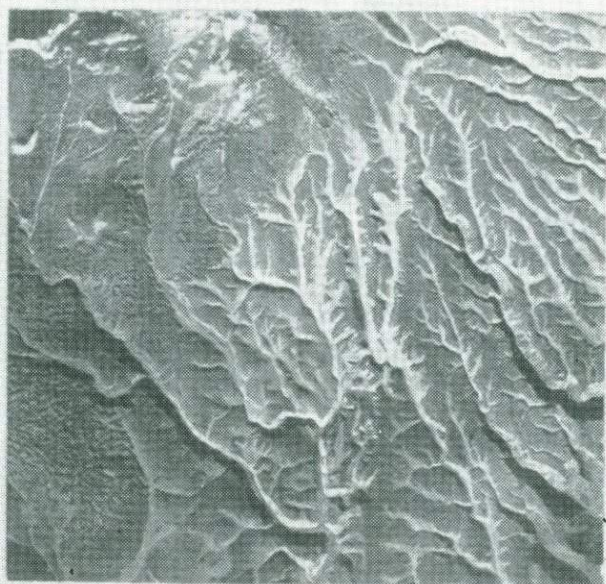
2. Раздавливание со смещением. Николи включены. × 30.

3. Полная дезинтеграция зерна в результате раздавливания с небольшим смещением. Без анализатора. × 30.

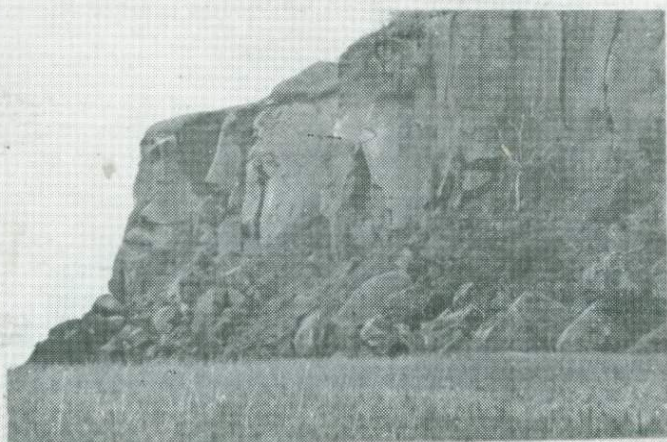
4. Раздавленный и растащенный ксенолит андезита. Без анализатора. × 24.



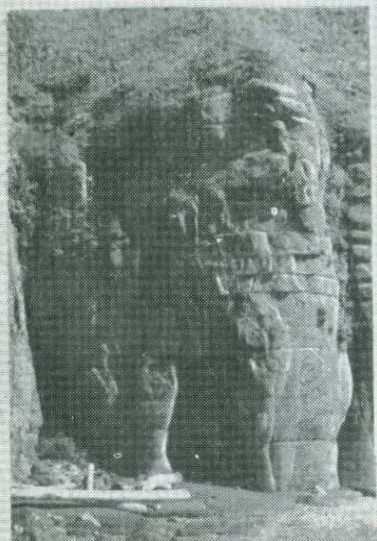
1



2



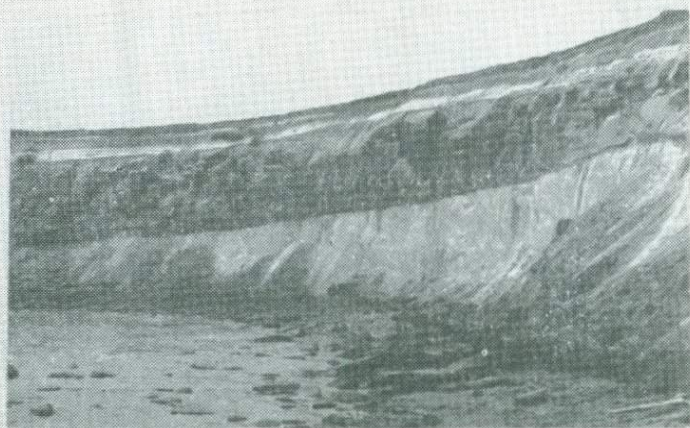
1



2



3



1



2



3



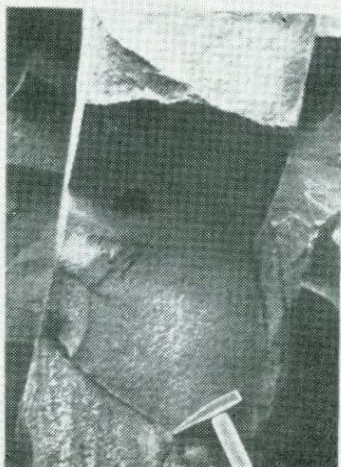
1



2



3



4



1



2



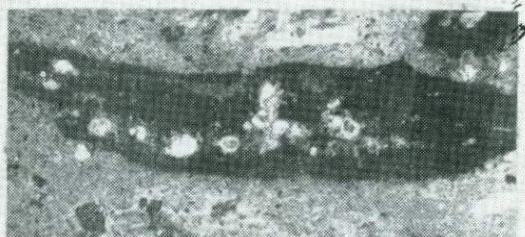
3



1



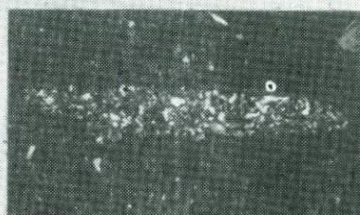
2



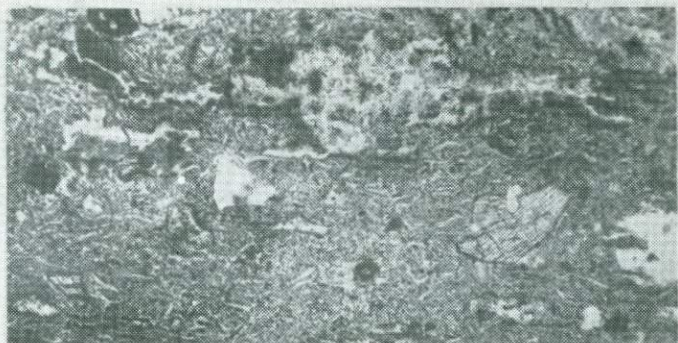
3



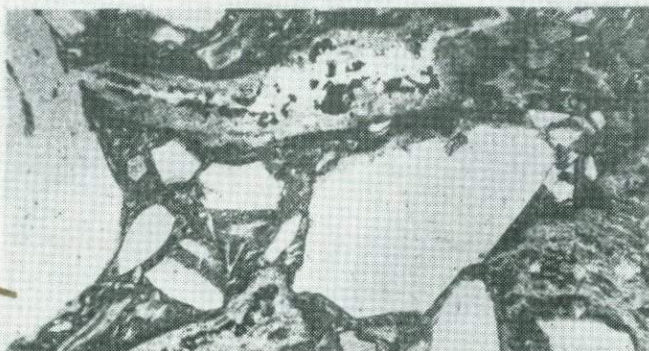
4а



4б



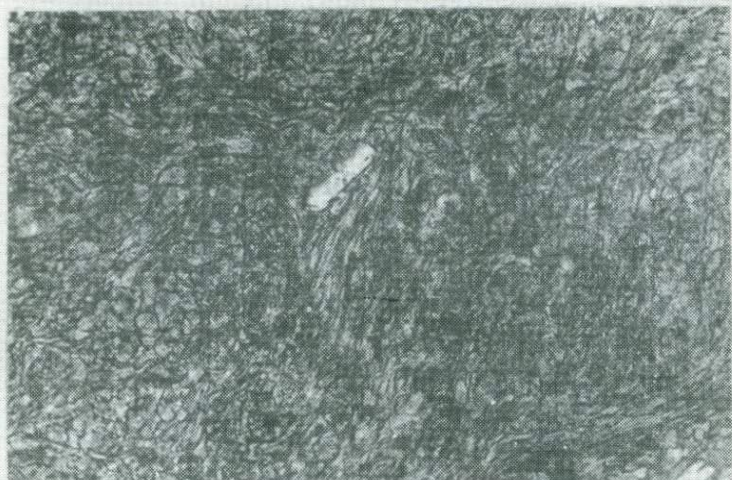
1



2



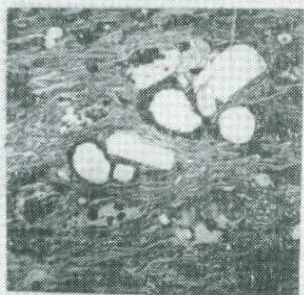
3



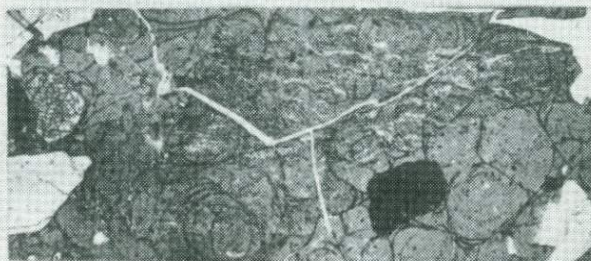
1



2



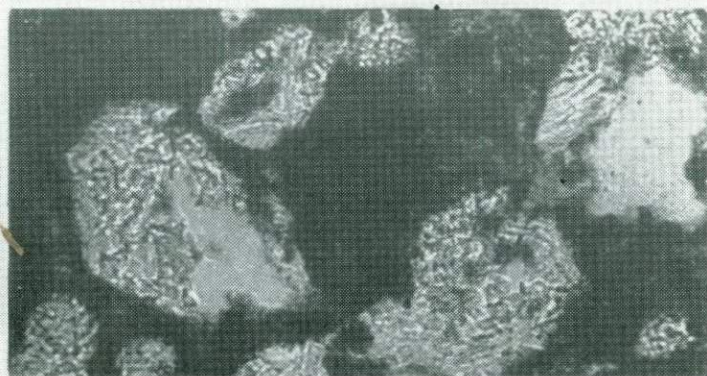
3



4



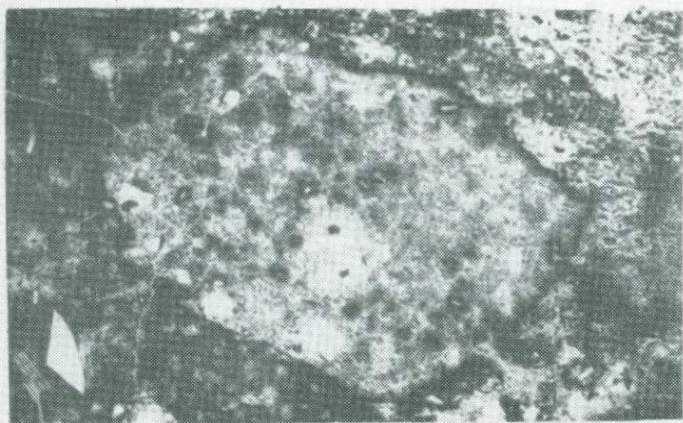
1



2



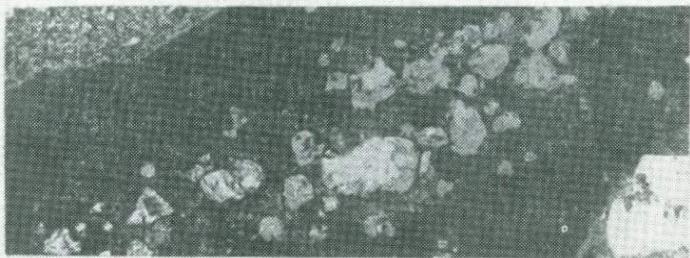
3



1



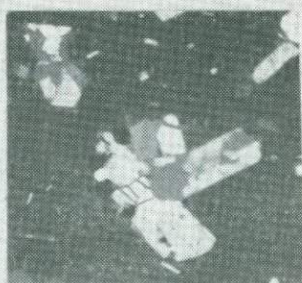
2



3



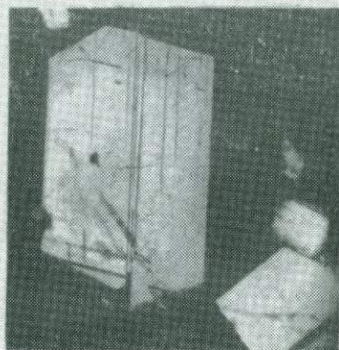
1



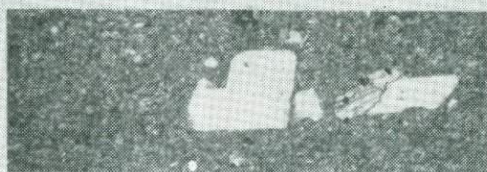
2



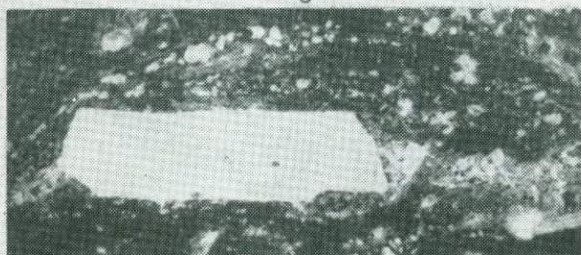
3



4



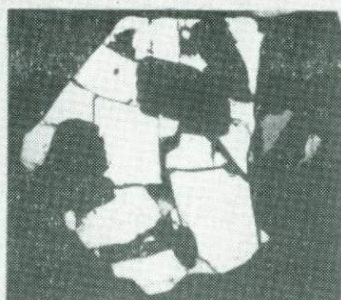
5



6



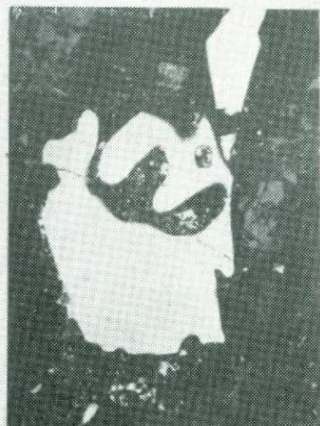
1a



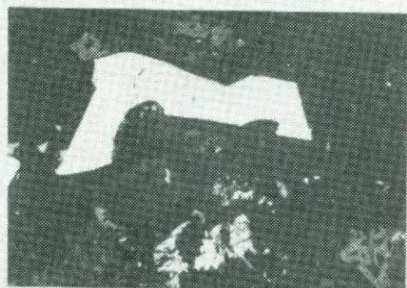
1б



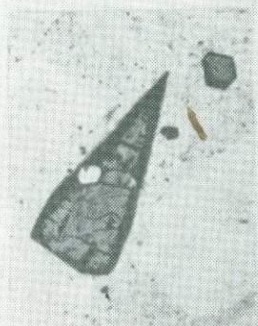
2



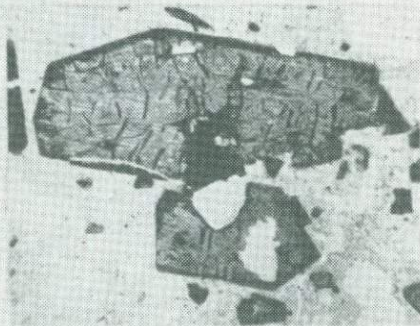
3



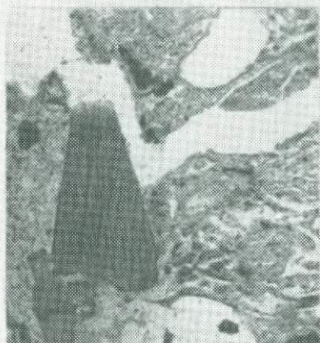
4



1



2



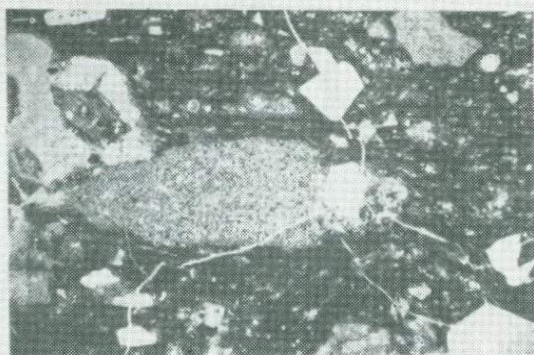
3



4



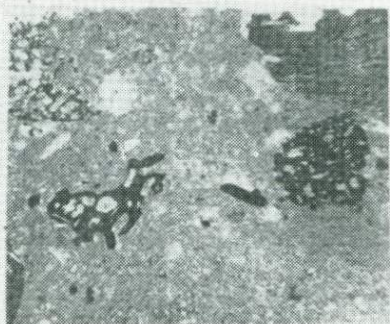
5



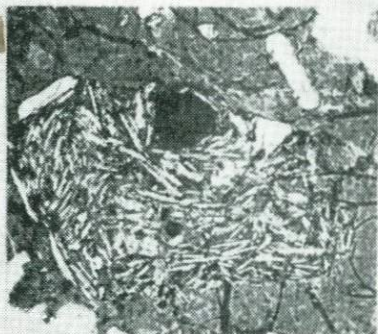
1



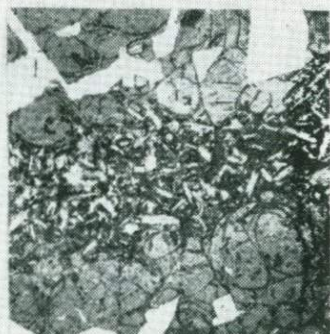
2



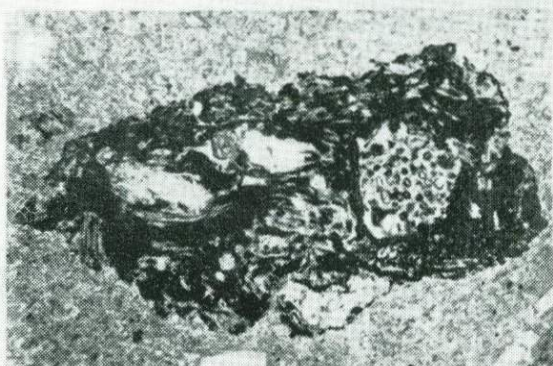
3



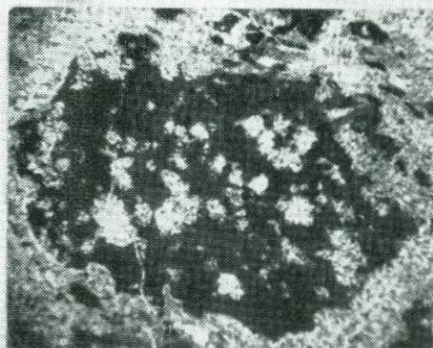
1



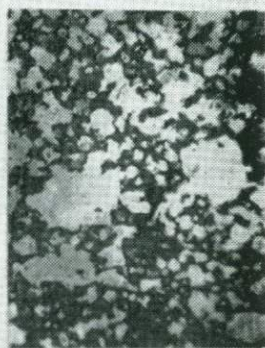
2



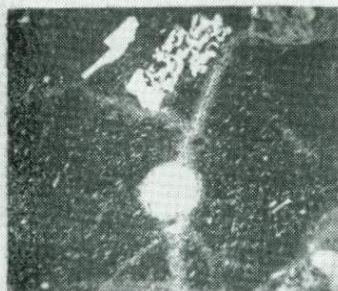
3



4



5



1



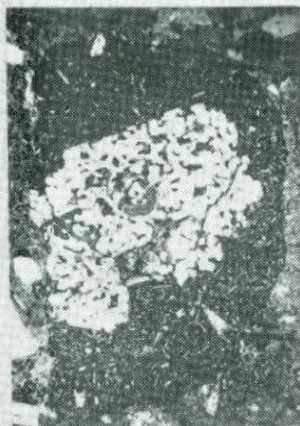
4



2



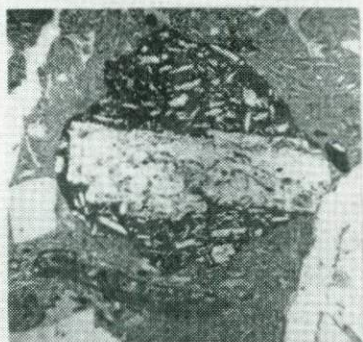
5а



3



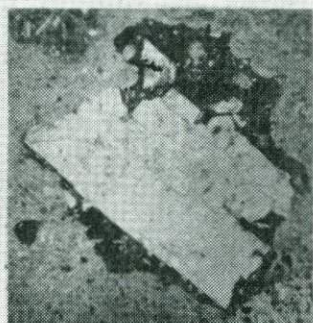
5б



1



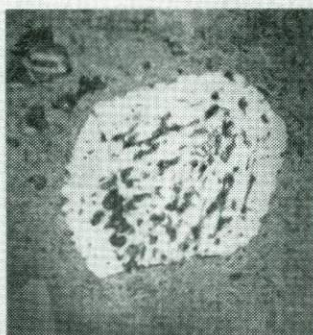
2



3



4



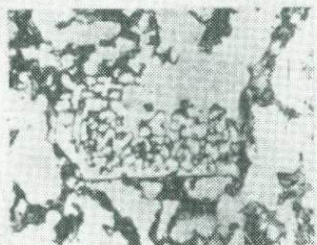
5



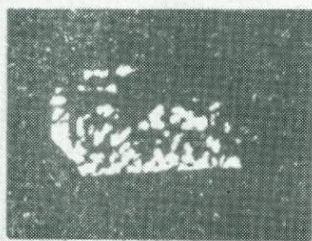
1a



1б



2a



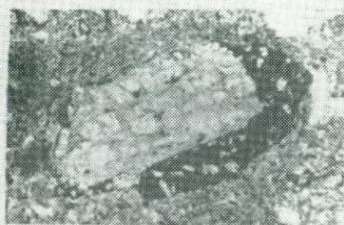
2б



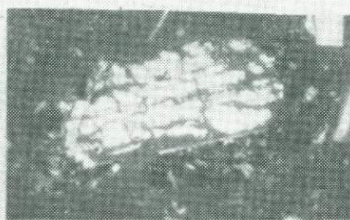
3a



3б



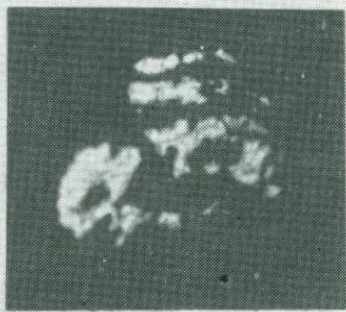
4a



4б



1a



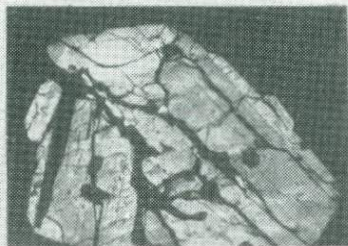
1b



2



3



4



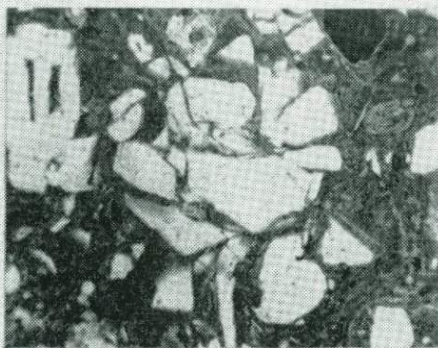
5



1



2



3



4

## СОДЕРЖАНИЕ

|   | Стр. |
|---|------|
| Предисловие . . . . .   | 3    |
| Вопросы происхождения и классификации игнимбритов . . . . .   | 6    |
| Геолого-структурные позиции игнимбритового вулканизма на Камчатке. Роль и место игнимбритов в строении вулканогенных толщ кайнозоя Камчатки (10). Геологические позиции среднемиоценовых игнимбритов Южно-Быстринского хребта (19). Позднекайнозойские вулcano-структуры Южной Камчатки и формирование игнимбритов (24). Некоторые черты геологического строения Семьячинского района (44). Особенности вулканической цикличности, кислого вулканизма и кальдерообразования на Камчатке (50). О различиях вулcano-тектонических депрессий древних и молодых вулканических поясов (62) | 10   |
| Петрографическая и петрохимическая характеристика отдельных игнимбритовых зон и покровов . . . . .  | 67   |
| Игнимбриты Южно-Быстринского хребта . . . . .   | 67   |
| Плиоценовые игнимбриты голыгинского горизонта на юге Камчатки . . . . .   | 77   |
| Игнимбриты вулкана Горелого . . . . .   | 86   |
| Игнимбриты Кроноцкого залива . . . . .  | 96   |
| Проблемы петрологии игнимбритов . . . . .   | 117  |
| Петрографические особенности . . . . .  | 117  |
| Петрохимические особенности . . . . .   | 131  |
| Механизм извержения, причины спекания . . . . .   | 133  |
| К происхождению игнимбритового расплава . . . . .   | 135  |
| Игнимбриты и полезные ископаемые . . . . .  | 137  |
| О связи рудных месторождений и игнимбритов . . . . .  | 138  |
| Игнимбриты — полезные ископаемые . . . . .  | 140  |
| Заключение . . . . .  | 144  |
| Список литературы . . . . .   | 147  |
| Таблицы изображений и объяснения к ним . . . . .  | 155  |

ИБ № 2886

**Валерий Соломонович Шеймович**

**ИГНИМБРИТЫ КАМЧАТКИ**

Редактор издательства **М. Д. Мирзоева**

Переплет художника **А. Е. Чучканова**

Художественный редактор **Е. Л. Юрковская**

Технический редактор **В. В. Соколова**

Корректор **К. С. Торопцева**

Сдано в набор 26.12.78. Подписано в печать  
01.06.79. Т-09489. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага № 2+мелован. Печ. л. 11,25.  
Уч.-изд. л. 12,28. Тираж 1000 экз.  
Заказ 616/7333—1. Цена 80 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика  
объединения «Аэрогеология»

80 коп.

2951

НЕДРА