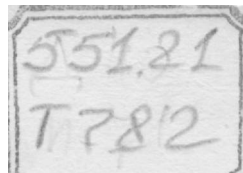


А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р



ТРУДЫ ЛАБОРАТОРИИ ВУЛКАНОЛОГИИ

Выпуск 22

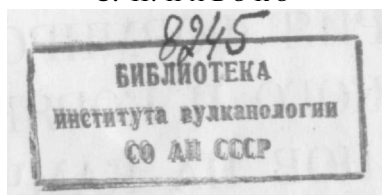
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ  
И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
ИЧИНСКОГО И КОРЯКСКОГО  
ВУЛКАНОВ НА КАМЧАТКЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1962

Ответственный редактор

*С. И. НАБОКО*



Т. Ю. МАРЕНИНА

**ИЧИНСКИЙ ВУЛКАН  
В СРЕДИННОМ ХРЕБТЕ КАМЧАТКИ<sup>1</sup>****ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Первое упоминание об Ичинском вулкане под названием горы Алхон и Сопочная мы встречаем у С. П. Крашенинникова (1755 г.).

В 1829 г. А. Эрман определил высоту Ичинского вулкана в 3840—5160 м, но был склонен считать первую цифру более правильной.

К. Дитмар во время своего путешествия по Камчатке (1851—1855 гг.) приводит первые сведения об Ичинском вулкане, считая его самой высокой сопкой Срединного хребта (Дитмар, 1901).

Первое и наиболее подробное геологическое описание Ичинского вулкана и его окрестностей было дано К. И. Богдановичем (1904), который значительно расширил представления о петрографическом составе и химических особенностях пород Камчатки. Касаясь Ичинского вулкана, Богданович уделяет внимание в основном морфологии вулкана, петрохимическому составу лав, слагающих вулкан, и положению его в Срединном хребте.

По представлению Богдановича, возвышенности, окружающие вулкан, являются его соммой. Согласно Богдановичу, купол Ичинского вулкана и его подножие состоят из амфиболо-авгитового андезита, который постепенно переходит в биотито-амфиболовый и биотито-авгитовый. Им же отмечается, что петрографическое различие между кислыми андезитами Ичинского вулкана и основными андезитами, которые образуют сомму вулкана, выражается настолько постоянно и ясно, что основные андезиты можно рассматривать как продукты более древней фазы вулканической деятельности.

Некоторые материалы об Ичинском вулкане дает П. Т. Новограбленов (1932), по представлению которого вулкан является действующим и имеет два кратера на вершине и боковой — с северо-западной стороны главного конуса. Боковой кратер постоянно парит. Кроме того, на главной вершине, обычно покрытой вечным снегом и льдом, иногда появляются талые места. Появление их на вершине Новограбленов объясняет периодической деятельностью блуждающих полей фумарол.

---

<sup>1</sup> Работа написана по материалам отряда Лаборатории вулканологии, исследовавшего Ичинский вулкан в 1958 г. В состав отряда входили Т. Ю. Маренина (нач. отряда), Н. Н. Щепинская, Н. В. Огородов и В. И. Белоусов. Измерения констант минералов на Федоровском столике сделаны С. Н. Мархиной. Помимо материалов отряда, были обработаны шлифы из коллекций А. А. Самохина (1954 г.) и А. Е. Святловского (1957 г.).

Последующее изучение вулкана не подтвердило наличия кратеров, а современная фумарольная деятельность приурочена не к вершине вулкана, а к его склону.

В 1954 г. геолог Марков производил геологосъемочные работы в районе Ичинского вулкана. Среди толщ четвертичных эффузивов он выделяет два этапа молодого вулканизма: 1) массовые трещинные излияния андезитов, андезито-базальтов и базальтов и 2) излияния, связанные с вулканами центрального типа. Эти два этапа разделены периодом четвертичного оледенения.

В том же году Лабораторией вуканологии АН СССР была организована первая экспедиция на Ичинский вулкан под руководством А. Е. Святловского. Основная работа по сбору фактического материала была выполнена А. А. Самохиным.

Просмотр коллекции каменного материала Богдановича и аэрофотосъемка Камчатки 1946 г. позволили А. Н. Заварицкому (1955) высказать некоторые замечания об Ичинском вулкане. Он отмечает, что размеры кальдеры вулкана приблизительно соответствуют данным Богдановича, но наблюдается более сложное строение элементов, образующих рельеф. Заварицкий описал некоторые типы пород, слагающих Ичинский вулкан.

В 1956 г. район Ичинского вулкана изучали геологи М. Н. Голубовский и Э. Н. Эрлих. История деятельности Ичинского вулкана по данным этих геологов представляется в следующем виде: 1) образование древнего щитового вулкана на древнечетвертичном андезито-базальтовом плато. В строении этого вулкана принимают участие базальты, андезито-базальты и андезиты; 2) образование на месте щитового вулкана в его сомме современного конуса Ичинского вулкана. Состав современного конуса — кислые андезиты, их туфы, дациты и липарито-дациты; 3) побочные излияния на склонах вулкана.

В работе В. И. Влодавца и Б. И. Пийпа (1957) приведены довольно подробные сведения о некоторых вулканах; данные же об Ичинском вулкане наиболее скудные и основываются, по-видимому, на устном сообщении Э. Н. Эрлиха. Авторы указывают, что Ичинский вулкан представляет двойную сомму с куполообразной вершиной. Древняя сомма сложена дацитовыми и риолитовыми лавами, молодая — базальтами, андезито-базальтами.

Э. Н. Эрлих (1958), совершивший восхождение на вершину Ичинского вулкана, кратко описывает геологическое строение и историю развития вулкана. По его данным, Ичинский вулкан представляет двойную сомму с вершинным куполом. Древняя сомма сложена сильно железистыми, стекловатыми андезито базальтами, базальтами, их туфами, туфобрекчиями, частично раскристаллизованными обсидианами; молодая сомма — андезитами, андезито-базальтами и вершинный купол — андезитовыми лавами.

А. Е. Святловский (1960) считает, что древняя сомма вулкана отсутствует, а высоты, представляющие, по Эрлиху, древнюю сомму, являются экструзивными образованиями. Вторую сомму А. Е. Святловский также не выделяет, а высоты, окружающие полукольцом вершинный конус вулкана, рассматривает как крупные глыбы фундамента, поднятые мощной экструзивной деятельностью.

#### КРАТКИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Ичинский вулкан имеет ряд названий: Ича, Алией (наиболее распространенное название у местного населения), Хоашен, Белая сопка, Сопочная и старинные названия: Алянгейн, Алхон, Колхон и др.

**Местоположение.** Ичинский вулкан расположен в Срединном хребте Камчатки, который тянется непрерывной горной системой вдоль значительной части полуострова и состоит из серии отдельных горных цепей, групп и изолированных вершин. Средние абсолютные высоты хребта колеблются в пределах от 1000 до 1600 м, а отдельные вершины достигают высоты 2000—2500 м. Высочайшая вершина хребта — Ичинский вулкан — достигает 3621 м при относительной высоте вулкана 2500—2700 м. Срединный хребет представляет собой то острореберные цепи, то слегка закругленные и куполообразные горы, то высокоподнятое плато, местами переходящее в столовые горы. Хребет асимметричен, имеет пологие и широкие западные предгорья, переходящие постепенно в Западно-Камчатскую низменность; более узкий восточный склон его круто обрывается в долину р. Камчатки.

Ичинский вулкан — самое крупное вулканическое сооружение Срединного хребта — расположен на западном склоне, примерно в южной половине центральной части хребта. Площадь вулканического сооружения, включая лавовый пьедестал, составляет около 500 км<sup>2</sup>. Очертания вулканического сооружения в плане приближаются к эллипсу, вытянутому в северо-северо-восточном направлении, с осями примерно 20ХХ25 км. Объем лавового сооружения составляет около 400 /км<sup>3</sup>.

Ичинский вулкан высоко поднимается своим белым куполом над вершинами окружающих гор, высота которых в районах вулкана не превышает 2000 м. От водораздельной линии Срединного хребта Ичинский вулкан удален на запад на 25—28 км и окружен горами этого хребта; с северо-северо-запада — хребтом Панкован, с севера — горами Большого Паялпана и Тынца, с северо-востока — горами Малого Паялпана, с востока и юго-востока — горами водораздельной части Срединного хребта, с юга и юго-запада — хребтами Черкурокчан и Лаучан. С запада вулкан окружают невысокие пологие холмы, представляющие собой предгорья Срединного хребта и постепенно переходящие в Западно-Камчатскую низменность.

Ичинский вулкан — это конус с наиболее крутыми южными и юго-западными склонами. Северный склон вулкана более пологий, он сильнее расчленен процессами эрозии. Вершина вулкана довольно плоская, покрыта сплошным покровом снега и льда. На северном склоне вулкана выступает гряда скал с абсолютными отметками 3038 и 2950 м и гряды скал с относительным превышением 200—250 м. Эти скалы как бы полукольцом окружают вершинную часть вулкана. В северном секторе вулкана расположены отдельные возвышенности с абсолютными отметками в среднем около 2000 м и относительными — около 150—200 м. Эти возвышенности характеризуются куполообразной формой и образуют подобие второго полукольца.

**Современное оледенение.** Ичинский вулкан один из самых крупных центров современного оледенения в Срединном хребте. От вершины вулкана по радиусам расходятся долинны ледники. Основной областью питания ледников является северо-восточный склон вершины вулкана и ледниковое плато, расположенное между вершиной вулкана и скальными выступами (высота 3038 м). В северном направлении спускаются три самых крупных ледника. Из них крупнейший образует на месте перехода из области питания в долинную часть мощный каскад ледопадов с общим превышением около 300 м. Протяженность ледника составляет 4,5 км. Два других ледника этой группы имеют северо-западное направление стока и текут по довольно пологому ложу. Они имеют длину 4—4,5 км и спускаются до высоты 1500—1600 м над уровнем моря. На юго-восток протягиваются два долинных ледника, один из них имеет восточно-юго-восточное направление склона. На этом леднике хорошо выражена срединная морена, протягивающаяся по всему леднику.

На склонах вулкана есть несколько каровых и висячих ледников. Располагаются они по всем склонам более или менее равномерно, наиболее крупный из них — на южном склоне.

Ледники Ичинского вулкана в настоящее время находятся в стадии отступания. Этот процесс особенно хорошо выражен в северо-западных ледниках.

На склонах вулкана наблюдаются многочисленные снежники. Снеговая линия в летний период в среднем поднимается до высоты 2 700 м над уровнем моря.

**Речная система.** Ледники и снежники дают начало многочисленным горным рекам. Питание рек происходит в основном талыми водами и лишь в небольшом количестве, вдали от вулкана, под подземными, которые в своем режиме тесно связаны с талыми.

В связи с тем, что Ичинский вулкан расположен на западном склоне Срединного хребта, все реки впадают в Охотское море

Водосборных бассейнов, расположенных на склонах вулкана, насчитывается три: северо-восточный, южный и западный; они разделены соответственно тремя водоразделами. Северо-восточный водораздел делит системы рек Быстрой (Хариузовки) и Ичи и характеризуется очень плавным переходом от одной речной системы к другой. Два других водораздела отделяют речную сеть западного склона вулкана от указанных выше. Эти водоразделы имеют асимметричное строение: пологие склоны в сторону систем рек Быстрой и Ичи и более крутые и обрывистые — в сторону Западно-Камчатской низменности.

Речная система р. Быстрой — наиболее крупная в районе Ичинского вулкана как по объему текущей в ней воды, так и по площади водосбора. Она состоит в основном из двух крупных рек Голдовить и Бабав с их многочисленными притоками.

Речная система р. Ичи во многих чертах сходна с древней речной системой и отличается только меньшей площадью водосбора. Наиболее крупные реки этого бассейна — Кетачан, Неута, Ича и др.

На западном склоне вулкана наиболее крупными реками являются Морошка, Анива, Рассошина и др.

## ГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Долины рек Ичинского вулкана и вулcano-тектонической депрессии образованы при заметном влиянии вулканических процессов. Строение отдельных участков долин и их возраст различны в зависимости от времени проявления и характера вулканических процессов, участвовавших в формировании долин. Участки долин рек, не испытавших непосредственного воздействия вулканических процессов, отличаются от участков долин вблизи вулкана типами аллювиальных отложений, среди которых важную роль играют переотложенные вулканические продукты.

Структурные особенности района Ичинского вулкана подчеркиваются рисунком гидросети: реки, стекающие со склонов вулкана, растекаются радиально; долины их, отгесненные самыми молодыми лавовыми потоками, в процессе своего развития перемещаются.

Современные долины этих рек представляют самые молодые эрозионные образования в районе: на морфологии их склоном не отразились ледниковые процессы. Обычно реки наследуют древние троговые долины, врезанные среди террасированных склонов вулкана, подвергшихся оледенению и сглаженных им. Местами сохранились плечи древних трогов этих долин, например в долинах рек Голдовить, Гигилен, Кетачан. Таким образом, послеледниковый возраст долин ~~является~~ вероятным, что подтверждается их формой и эрозионным профилем,

характерным часто для молодого каньона, находящегося в наше время в стадии глубинного вреза своих верховьев и характеризующегося «подвешенными» притоками, которые не успевают углублять свои долины. Такие висячие долины, свидетельствующие о молодости вулканического рельефа, наблюдаются над долиной р. Голдовить при выходе ее на вулкано-тектоническую депрессию. Устья висячих долин ручьев, стекающих со склонов вулкана в мертвую долину р. Голдовить, обрываются над долиной на высоте 8—10 м, образуя водопады. Хотя эти реки в нижнем течении уже достигли нормального эрозионного профиля и образовали галечную аккумулятивную террасу, верховья их продолжают интенсивную регрессивную эрозионную деятельность, врезаясь в кристаллические породы и образуя водопады на скалистых уступах ложа реки. Таковы водопады на реках Нюлкандя и Бабав, возникшие на лавах, остановивших врезание реки; ниже по течению реки Голдовить, Кетачан, Гигилен имеют хорошо развитые аккумулятивные террасы.

Река Голдовить. Четвертичная история долины этой реки, вероятно, может быть разделена на ряд этапов, связанных с разными фазами проявления вулканизма в вулкано-тектонической депрессии Ичи, во время которых происходила также и перестройка ее.

До образования вулкано-тектонической депрессии долина р. пра-Голдовить начиналась к северу от современной долины и проходила к западу от современного лавового уступа Бараний гребень к перевалу Анива. Троговая долина р. Голдовить, позже унаследованная рекой, образовалась во время регионального оледенения. Судя по строению долины, тянущейся к перевалу Морошка и расположенной западнее «коридора» вулкано-тектонической депрессии, до образования Ичинского вулкана существовала река, которая текла в противоположном современному направлению. Озеро Волчье (или Горное), образовавшееся на месте раздваивания лавового потока возле лавового уступа «Бараний гребень», расположено примерно на уровне долины этой реки. Во время формирования вулкано-тектонической депрессии Ичи и проявления в ней вулканических извержений произошла перестройка средней и верхней частей долины р. пра-Голдовить. Под влиянием новейших тектонических движений, образовавших эту депрессию, возможно, поднят блок Бараньего гребня. К этому времени относится возникновение прямо противоположного стока реки: русло реки могло быть отеснено ближе к склону древнего андезито-дацитового вулкана, река протекала по современной мертвой долине.

Второй этап перестройки долины р. Голдовить связан с вулканическими извержениями центрального типа, во время которых был образован древний андезито-дацитовый вулкан, являющийся цоколем современного Ичинского. В результате излияния кислых лавовых потоков этого вулкана река была ими перегорожена в районе современной мертвой долины. Вследствие регрессивной эрозии на северо-восточном склоне вулкана образовалась мертвая долина, а р. Голдовить вернулась в древнее русло, пропилив дацитовый лавовый поток (рис. 1).

Современная р. Голдовить спускается с северных склонов Ичинского вулкана в северной части вулкано-тектонической депрессии, узкая серповидная долина которой служит вместилищем реки и ее глубоко пропиленной долины. В верхнем течении Голдовить ориентирована в меридиональном направлении, а в среднем — делает крутой поворот на восток.

Борта меридиональной долины реки сложены молодыми потоками кислых лав дацитового состава, лежащими на поверхности верхней речной террасы и образующими уступ над нею (левобережный поток с озером Горным, или Волчьим).

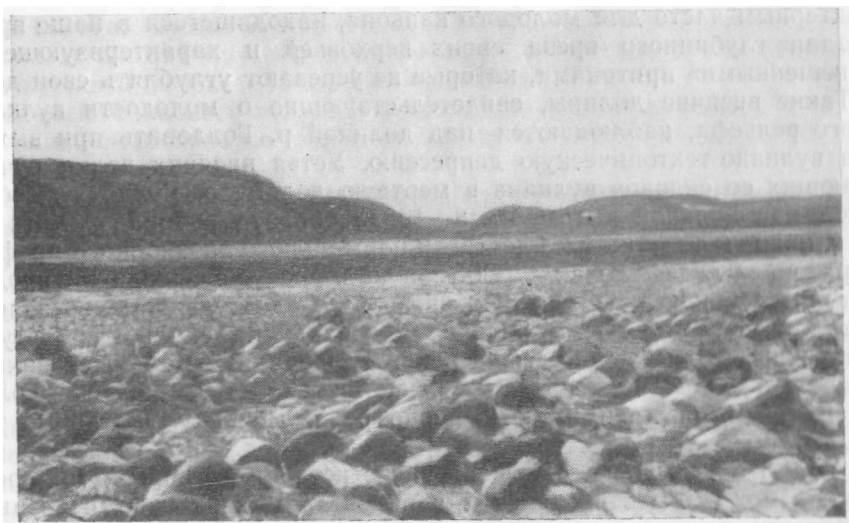


Рис. 1. Дацитовый поток на дне депрессии, прорезанный руслом реки.  
Слева уступ вулканогенно-тектонической депрессии.  
Фото Т. Ю. Марениной

Внешняя западная часть депрессии здесь ограничена Бараньим гребнем, сложенным падающей моноклиально к северо-западу толщей андезитового и базальтового состава. Восточнее, в бассейне Голдовити, текущей по дну вулканогенно-тектонической депрессии, выходят гребни крупных лавовых потоков, сложенных красноватыми к черными лавами дацитового состава. На этом участке депрессии река течет вдоль внешнего края северной стенки ее и одновременно вдоль западной стороны гребня серповидной экструсии, сложенной кислыми лавами и разделяющей коридор депрессии. К внутреннему краю кальдеры приоткрывается широкая (до 1 км) долина, покрытая местами камнями. Склонов Ичинского вулкана между лавовых потоков, обрывающихся уступами, в нее спускаются ровные долины с водопадами. Быстрое формирование молодого вулканического рельефа отразилось на гидрографической сети: ручьи, стекающие со склонов вулкана в бассейн Голдовити, характеризуются висячими долинами. Устья этих ручьев подняты над днищем мертвой долины р. Голдовити на 10—15 м, врезания их долин еще не произошло.

Верхняя левобережная терраса, разобщенные участки которой расположены в северной и северо-западных частях кальдеры, а также останец правобережной террасы имеют высоту около 10 м и хорошо выровненную поверхность. К этой поверхности спускается эрозионный останец «молодой соммы» в виде острого контрфорса, поднимающегося до высоты 3038 м; в верхней части аккумулятивная терраса прислонена к нему и наклонена к северо-западу. Ниже по течению поверхность террасы р. Голдовити, текущей по «коридору», полого наклонена к северному уступу депрессии (Бараньему гребню) и к западу.

Характерен состав гальки террасы: под современной террасой существует слой галечника, более древнего, имеющего основной состав, а верхний слой сложен галькой кислого состава. Следовательно, генетически речная деятельность не принимала участия в формировании серповидной долины вулканогенно-тектонической депрессии. На поверхности террасы встречаются редкие плохо окатанные обломки кислых лав.

Эта терраса образовалась после того, как произошло перегораживание долины реки.

Терраса выклинивается по направлению к уступу вулcano-тектонической депрессии и понижается к востоку. На расстоянии около 3 км она подверглась размыву, в ней видны новые борозды, мелкие уступы у южного края выходов кислых лав. У северного уступа депрессии, расположенного к северу от Кривого ледника, терраса сходит на уровень пойменной и в результате размыва сглаживается. Река поворачивает к левому борту долины, в то время как останец высокой террасы остается у правого борта, отделенный от современного русла реки невысоким террасированным нагорьем, сложенным красными кислыми лавами. Уровень оставленной долины соответствует уровню высокой террасы в этом районе. При этом река ушла из старой долины и, размыв вдоль левого борта высокую террасу, врезалась в коренные породы с пойменной террасой. Таким образом, поток кислой лавы (дациты) в этом участке более древний, чем время образования высокой террасы, а уход реки в долину прорыва произошел после образования высокой террасы.

На поверхность высокой террасы, оставленной рекой, спускаются со склонов гор отложения потоков. Поток дацитов, в который врезана терраса, начинается здесь невысоко на склоне у подножия крупного мощного потока кислой лавы, протягивающегося к Кривому леднику. Поток с террасой пересек долину, достигнув высоким краем уступа вулcano-тектонической депрессии. К югу склон этого лавового потока снижается. Достигнув края депрессии, лавы натекли здесь высоким гребнем, край которого сейчас виден вдоль уступа вулcano-тектонической депрессии. Посредине коридора между обрывом в крае лав, образованным левым бортом современной долины (ущелья), и древней долиной виден останец потока риолита.

Таким образом, поток красных кислых лав здесь более древний, чем верхняя терраса, а на западе светлые кислые лавы ложатся на поверхность древней террасы, т. е. являются более молодыми.

Верхние террасы, на которые на западе натек молодой лавовый поток (с озером), одновозрастны с верхней террасой в коридоре депрессии против Кривого ледника. В южной части молодая долина расположена среди потока красного роговообманкового дацита.

В долине между пойменными террасами у левого края коридора и пойменной террасой современного русла сохранился останец лавового потока, на выровненной поверхности которого лежат галечные отложения высокой террасы (андезиты и лавы более кислого состава). Этот останец имеет длину 200 м и ширину 50 м. Его длина соответствует длине правобережного останца, также террасированного, отходящего к югу от высокого останца в центре коридора между современной и древней долинами.

Высота обрыва над рекой между останцами дацита достигает 30 м. В реке образована надпойменная терраса высотой до 2 м; в 200 м к северу выходят в правом обрыве плитчатые кислые гиперстено-роговообманковые такситовые риолиты, падающие по направлению движения потока под углом 70°.

Левобережный уступ лавового потока поднимается до 50—60 м высоты и выклинивается в месте соединения древней и молодой долин. Древняя долина заполнена серией конусов выноса склонов Ичинского вулкана. Гребень в ее левом коренном склоне поднимается над ложем долины на 15—20 м. Современная долина, прорезанная в лавовом потоке, имеет ширину 200—300 м (в древней зоне). Она занята поймой с террасой высотой до 2 м, что свидетельствует об устойчивости процесса вреза. Далее долина расширяется; вдоль ее правого борта за высо-

ким конусом выноса, пересекающим древнюю долину, выходят обрывы правобережной террасированной поверхности вдоль долины реки, идущей к уступу Бараньего гребня.

Долина р. Голдовить является эрозионной. Это позволяет говорить о морфологическом единстве эрозионных останцев глыбы, прорезанных ею, и склонов Бараньего гребня. Долина образовалась до излияния молодых потоков кислых лав, которые легли в эту долину. Это доказывает тем, что левый борт долины реки сложен андезито-базальтовым склоном Бараньего гребня, а правый — кислыми лавами Ичинского вулкана.

Река Гигилен. На северо-восточном склоне вулкана в его верхней части расположен большой цирк древнего ледника, врезанный в склон высокогорного останца вершинной части вулкана, в котором начинаются верховья р. Гигилен. Вниз по долине этой реки в каньоне между мощными потоками кислых лав хорошо прослеживается глубокий трог, правильные изгибы которого повторяет вложенная в него речная долина.

Возле древней экструзии горы Гигилен на левом берегу реки возвышаются плечи ледникового трога, покрытые обломками валунов красноватого и белого пемзовидного дацита. Высота нижнего плеча трога равна 30 м. Трог имеет на правом берегу реки выровненную возвышенность, сложенную обломками и глыбами серого андезита, на склоне ее торчат крупные глыбы дацита. Выше по течению реки видны еще два плеча трога. В верховьях реки хорошо виден восходящий к ее истокам плавно изгибающийся ледниковый трог, в который врезана речная долина.

Река Ледовая — небольшой приток Голдовити на северном склоне вулкана, возникший в результате таяния Кривого ледника. В своем верхнем течении она прорезает такситовые лавы склонов цоколя вулкана, сложенных кислыми андезитами, и впадает в р. Голдовить на дно кальдерообразной депрессии.

Река Нюлкандя в своем верхнем течении питается ручьями, берущими начало у ледника, спускающегося в верховьях р. Рассошины. Истоки реки расположены в небольшой депрессии в зоне прорыва экструзии, давшей молодой поток кислой лавы к югу от долины р. Нюлканди. Северный борт депрессии представляет собой склоны эрозионного останца высокогорной части вулкана, поднимающейся до высоты 3038 м.

Долина реки не отличается единством строения. В верхнем ее течении наблюдаются те же соотношения речных долин и молодых лавовых потоков, которые можно наблюдать на северном, восточном и западном склонах вулкана. Ряд лавовых потоков, спускающихся с вулкана жит на верхних террасах долин Голдовити, Правой Рассошины, Нюлканди и Гигилена (рис. 2).

Там, где река течет среди оглаженных древними ледниками лавовых потоков цоколя вулкана, она прорезает узкую V-образную долину. На крутых лавовых уступах русла, препятствующих врезанию реки, она образует водопад общей высотой 10—15 м, сложенный серией андезито-дацитовых потоков. Вниз по течению, по выходе на дно вулканотектонической депрессии, река течет спокойно.

Река Рассошина (правая) берет начало на склоне вулкана в трог, образованном ледником, спускающимся от вершины вулкана. Глубокая V-образная долина Рассошины в верхнем течении пролегает среди молодых потоков кислых лав, легших на террасу этой реки. Ниже река прорезает лавовые потоки цоколя вулкана.

Река Лагерная берет начало в ледниковом трог. Она течет среди лав молодого конуса и ниже пропиливает цоколь вулкана — мощ-

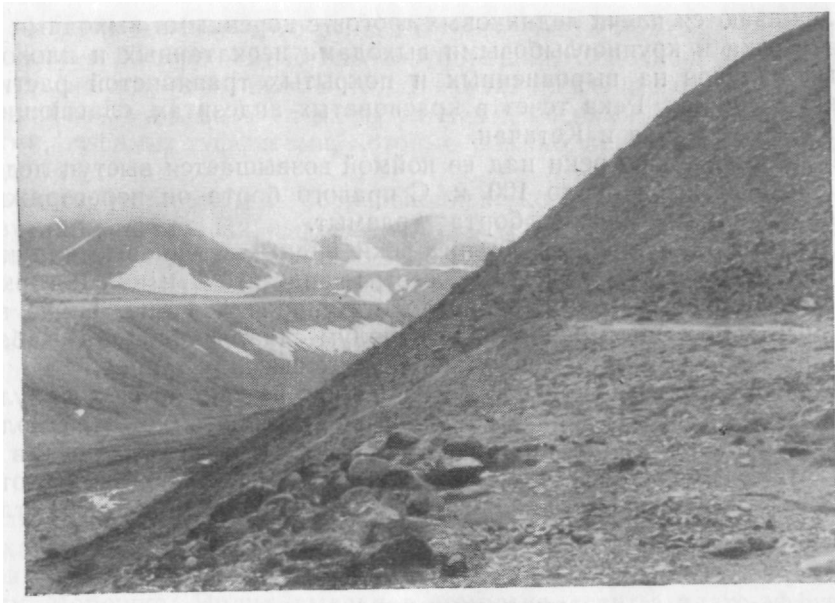


Рис. 2. Поток кислой лавы на террасе р. Голдовить.

Фото А. Е. Святловского

ные древние андезито-дацитовые потоки. Здесь, вдоль центральной части речной долины, вложенной в ледниковый трог, плечи которого сохранились местами в коренном ложе цоколя вулкана, тянется длинный холм срединной морены. По краям долины видны холмы боковой морены. У подножия вулкана ледниковая долина ориентирована на северо-восток, виден ряд поперечных валов в виде разобщенных холмов, вытягивающихся грядами перпендикулярно направлению отступления ледника.

Вал конечной морены низкий (4—5 м) и плоский. В районе развития холмов конечной морены лежит плоскодонное озерцо ледникового происхождения с глинистым дном. Р. Лагерная прорезает холмы срединной морены. Эти моренные гряды (валы) донной морены слабо изогнуты в виде полумесяца, состоят из соединенных валом мелких холмов, постепенно понижающихся к концу ледникового языка (от 8 до 4 м). Возле моренных холмов хорошо видно плечо трога на склоне небольшого экструзивного купола, расположенного на дне вулканотектонической депрессии возле морены. Противоположный склон долины сложен высоким бортом мощного молодого потока кислой лавы, не несущим никаких следов оледенения. Таким образом несимметричность строения долины подтверждает разновозрастность геологических образований, слагающих ее борта.

Река Бабав — истоки ее находятся в ледниковом трог вблизи верхнего ледяного панциря вулкана. Ущелье реки пролегает в толще лавовых потоков, спустившихся от молодого конуса вулкана.

В средней части склона вулкана река имеет обрывистый (около 100 м) уступ — водопад. Выше водопада река течет по ущелью и выходит на ровное плоскогорье, покрытое холмами и небольшими озерами. Это плоскогорье, размером 1х1 км, обрывается уступом в ущелье. Его поверхность имеет ледниковое происхождение, покрыта многочисленными неокатанными валунами. В плоскогорье врезано небольшое ущелье с коренным ложем и речкой, расположенное у скал, стоящих на восток от вершины вулкана. В 3 км ниже вдоль долины реки хорошо

прослеживаются плечи ледниковых трогов с коренными выходами андезитов у реки и крупноглыбовыми выходами неокатанных и плохо окатанных валунов на выровненных и покрытых травянистой растительностью вершинах. Река течет в красноватых андезитах, слагающих водораздел рек Бабав и Кетачан.

Ниже по течению реки над ее поймой возвышается выступ ледникового трога высотой около 100 м. С правого борта он перегораживает половину долины, с левого борта — размыт.

У подножий вулкана в долине реки видны ледниковые валуны до 10 м в поперечнике, сложенные серым андезитом, и вал с горкой — конечная морена, оставшаяся после отступления ледника. Ниже виден моренный вал в виде разорванного полумесяца. У слияния Бабава с р. Хайрюзовой возвышаются останцы двух высоких террас.

Река Кетачан (правый) берет начало высоко на склоне вулкана в ледниковом трого. В верхнем течении на ее террасы ложатся молодые лавы вершинного купола, ниже река прорезает цоколь вулкана и в нижних частях склонов вулкана течет в широкой котловине, вдоль которой тянутся вытянутые холмы, сложенные валунными ледниковыми отложениями.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ичинский вулкан расположен на северном погружении Срединного Камчатского антиклинория. Ядро антиклинория слагает комплекс метаморфизованных пород. По данным Б. Ф. Дьякова (1955), наиболее древней толщей является колпаковская серия, относимая к архею. В состав этой серии входят глубоко метаморфизованные биотитовые, амфиболо биотитовые, амфиболовые, силлиманитовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты и незначительное количество кремнистых сланцев. Породы этой серии образовались при глубоком метаморфизме глинистых, песчано-глинистых и частично эффузивно-туфовых отложений, распространенных к югу от Ичинского вулкана, на западном склоне хребта Перкала, по левобережью рек Крутогорова и Облуковина.

Выше залегают породы камчатской серии протерозойского возраста. В этой серии преобладают кристаллические сланцы, среди которых выделяются слюдястые, амфиболовые и хлоритовые разновидности их; реже встречаются сланцы, переходные к филлитам.

Выше по разрезу залегают малкинская серия (синий — нижний палеозой). Нижние части разреза малкинской толщи представлены преимущественно метаморфизованными эффузивами и туфами, средние филлитами и верхние — сильно измененными основными эффузивами и туфами. Метаморфическая толща Срединного хребта заканчивается породами кихчикской серии (верхний палеозой — мезозой). Для всего разреза метаморфической толщи Срединного хребта характерны складчатость, глубокий метаморфизм, общее меридиональное простирание.

В районе развития метаморфической толщи встречаются отдельные участки осадочно-вулканогенных пород, несогласно перекрывающих толщу. Осадочно-вулканогенные породы более широко развиты к западу и северу от Ичинского вулкана и выделены в самостоятельную валагинскую свиту мелового возраста. Породы валагинской свиты состоят в основном из кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, вместе с которыми в равной мере присутствуют порфириты, их туфы и туфобрекчии.

Третичные отложения широко развиты по западному склону Срединного хребта, а также слагают почти всю Западно-Камчатскую низмен-

ность. В районе Ичинского вулкана третичные отложения развиты по долинам рек Быстрой, Белоголовой, Морошки, Сопочной, Ичи и др.

Согласно исследованиям Б. Ф. Дьякова, третичные отложения представлены очень полно и сложены глинами, песками, углистыми накоплениями, туфами, туффитами, которые обычно переслаиваются друг с другом.

Характер четвертичных образований резко отличается от всех предшествующих пород. На выровненной поверхности древнепалеозойских, мезозойских и третичных пород залегают мощные толщи андезито-базальтов. Эффузивная толща андезито-базальтового состава является непосредственным фундаментом Ичинского вулкана, который генетически связан с формированием этой толщи.

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### Фундамент Ичинского вулкана

Для северной части хребта Козыревского, бассейнов рек Уксичан, Улавкачан и Дымшикан Э. Н. Эрлих. (1960) приводит следующий разрез андезито-базальтового плато, которое протягивается на запад к перевалу Морошка. Эрлих выделяет комплекс «свиты плато-эффузивов Срединного хребта» на основании его большого распространения, хорошей выдержанности разреза на больших площадях, единого генезиса слагающих его пород и единых тектонических условий. В основании разреза лежат линзы конгломератов, сложенных галькой третичных эффузивов с рыхлым цементом, иногда содержащих примесь туфогенного материала. Мощность слоя составляет 25 м. Выше залегают покровы андезитов и андезито-базальтов, в нижних частях которых наблюдаются отдельные прослои туфов и туфобрекчий. Общая мощность всей пачки 150—200 м.

Верхнюю часть разреза слагают плотные оливиновые базальты серого цвета с крупными (до 2—3 мм) вкрапленниками оливина. Породы разбиты трещинами отдельности мелкоплитчатого типа. Покров этих лав выдерживается повсеместно в районах развития толщи и может служить хорошим маркирующим горизонтом. Мощность базальтового покрова 100—400 м; общая мощность разреза достигает 650 м. Лавы, слагающие плато, залегают горизонтально, небольшие отклонения в нижних частях разреза связаны с неровностями древнего рельефа верхне-плиоценовой поверхности выветривания, на которую они изливались. К северу от района Ичинского вулкана широко распространен комплекс плато-эффузивов, который протягивается также на запад и юго-запад от района работ Эрлиха в виде разобщенных участков вплоть до бассейна р. Колпаковой.

Разрез плато у северных склонов вулкана (Бараний гребень). Скальные обрывы Бараньего гребня сложены пачкой лав основного состава и их пористых красных и черных шлаков, образующих прослои мощностью 20—30 м, перемежающиеся друг с другом. Падение всей пачки на северо-северо-запад под углом 9°. В основании разреза обнажаются авгито-гиперстеновые и авгитовые крупноглыбовые грубоплитчатые андезиты, очень плотные, звонкие или пloidчатые и слоистые. В верховьях речки, текущей с Бараньего перевала, вдоль конца молодого лавового потока Ичинского вулкана в их обнажениях видна шаровая отдельность, поперечник которой местами достигает 8 м.

В андезитах и их шлаках наблюдаются редкие вкрапленники гиперстена с резким плеохроизмом, плагиоклаза и в небольшом количестве мелкозернистого авгита (рис. 3). В авгитовых андезитах микровкрап-

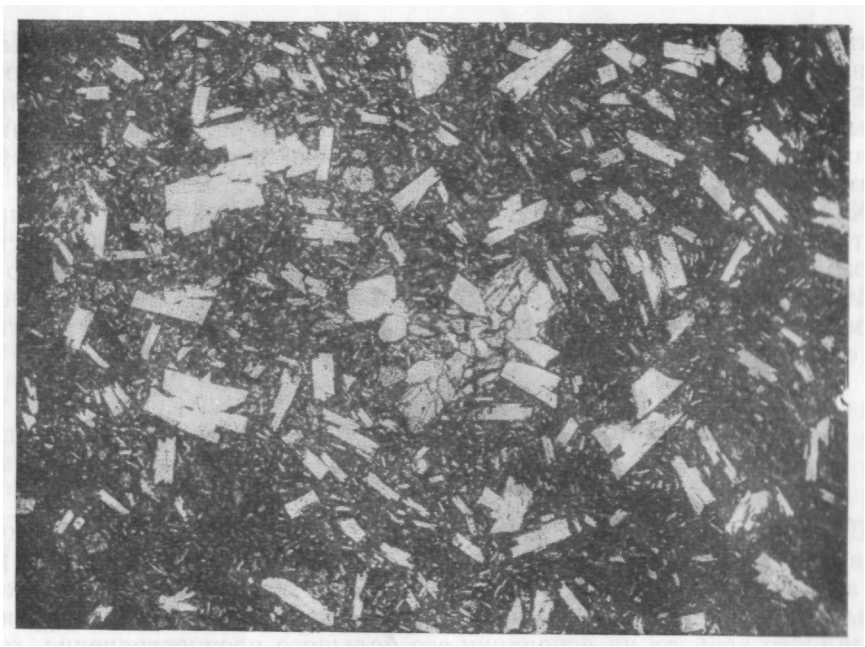


Рис. 3. Двупироксеновый андезит. Бараний гребень.  
Шл. 106 (1958); увел. 20; николи ||

ленники сложены исключительно авгитом. По оптическим свойствам плагиоклаз относится к Лабрадору № 55—62 (табл. 1).

Оптические свойства авгита (шл. 106) : $2V=+54^{\circ}(+)$ ,  $+55^{\circ}(+)$ ; гиперстена (шл. 106) : $2V=-65^{\circ}(+)$ ,  $-66^{\circ}(+)$ .

Таблица 1

**Оптические свойства плагиоклаза**

№ шлифа	$\lambda_m$	$\Phi_g$	$\Phi_p$	% An	Примечание
106	39	53	—	62	Альбитовый двойник
	36	54	—	59	То же
	58	—	19	58	» »
	52	—	20	59	Периклиновый двойник
	57	—	15	55	Альбитовый двойник
	56	—	15	55	То же

Основная масса имеет гиалопилитовую структуру или, в более основных авгитовых разновидностях, близкую к ней, когда в буром стекле заключены короткие грубые микролиты плагиоклаза. Стекло свежее, незначительно замещено рудной пылью. Оливино-авгито-гиперстеноны или оливино-авгитовые базальты, выходящие в южных обрывах Бараньего гребня над левобережной террасой р. Голдовить, очень близки к гиалобазальтам (рис. 4).

Эти лавы содержат очень редкие вкрапленники оливина и авгита и большое количество вкрапленников гиперстена. В них наблюдаются реакционные взаимоотношения: оливин (форстерит) замещен по краям зерен мелкими кристалликами магнезиального гиперстена, зерна гиперстена в дальнейшем замещаются с краев тонкими прерывистыми оторочками, имеющими авгитовый состав. Редкие микровкрапленники плагиоклаза обычно замещены стеклом основной массы.

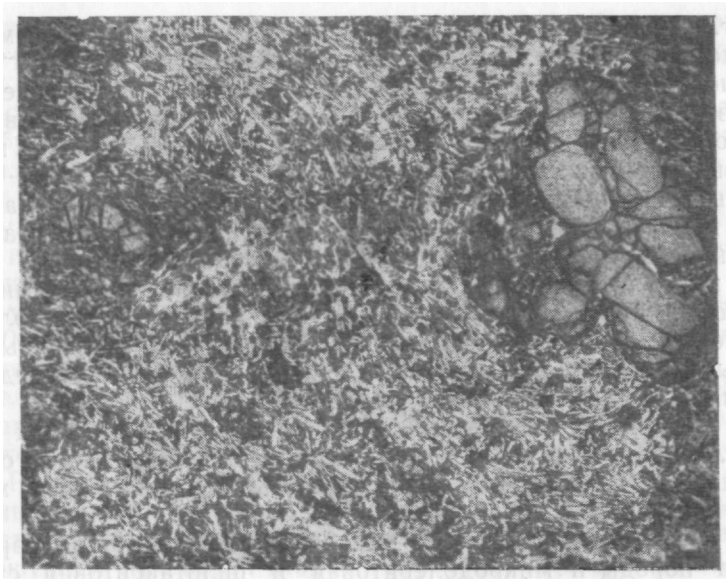


Рис. 4. Оливиновый базальт плато.  
Шл. 145 (1958); увел. 10, николи

Структура основной массы в этих базальтах обусловлена ролью основного стекла темно-коричневого цвета, содержащего грубые микролиты плагиоклаза, авгита, изредка оливина; стекло незначительно оруденелое. В шлаках базальтового состава крупные округлые поры не замещены вторичными образованиями. Базальты и их шлаки имеют свежий облик.

Для разреза Бараньего гребня характерны перемежаемость авгито-гиперстеновых, авгитовых андезитов, их красных и черных шлаков с оливино-авгитово-гиперстеновыми базальтами и их шлаками; неизменность оливина, стекла основной массы (в отличие от других разрезов плато); редкая шаровая отдельность; отсутствие экструзивных куполов.

Разрез стенки вулканотектонической депрессии на водоразделе рек Бабава — Кетачан. По наблюдениям Н. В. Огородова и В. И. Белоусова, у дна депрессии обнажаются покровные тонкотакситовые андезиты, слабо плейчатые. В них светлые полоски перемежаются с ожелезненными красно-коричневыми; мощность полосок 5 мм. Мощность покрова этих лав около 70 м. Изредка среди них встречаются высыпки обсидиана.

Выше залегает массивный авгитовый андезит красного цвета, плотный, крупнозернистый с включениями плагиоклаза. Мощность покрова около 15 м.

В этих породах под микроскопом видны вкрапленники плагиоклаза с оплавленными краями и единичные вкрапленники авгита, а также их обломки и осколки, разломанные, видимо, при излиянии лавы. Плагиоклаз образует широкие таблицы и мелкие призматические зерна, полисинтетически свдвоенникован, местами замещен бесцветным розоватым опалом в виде сетчатых жилков.

Крупные вкрапленники ортопироксена свежие, лишь иногда незначительно ожелезнены по краям. Мелкие и особенно весьма мелкие зерна сильно изменены, с замещением вторичным минералом буроватого цвета, изотропным в скрещенных николях. Некоторые зерна замещены пластинчатым красно-бурым или бурым серпентиновым минералом (пластинчатым, ожелезненным баститом), ориентированным перпендикулярно

III оси, т. е. удлинению кристалла, или замещены прозрачным буроватым опалом, изотропным в скрещенных николях.

В основной массе встречаются также мелкие зерна гиперстена с более низким, по сравнению с обычным, двупреломлением. Авгит и гиперстен образуют сростания с крупными зернами рудного минерала прихотливой формы.

На стыке крупных зерен гиперстена и рудного минерала наблюдается узкая полоска серпентиноподобного минерала. Основная масса лавы имеет тонкоагломеритовую структуру, состоит из свежего стекла с редкими микролитами цветного минерала и бесчисленными микролитами плагиоклаза от волосовидных до 0,1—0,2 мм в длину. Довольно много включений тримита, отдельные участки стекла замещены опалом. Единичные миндалины выполнены в центральной части халцедоном, по периферии — ожелезненным хлоритом.

Выше залегает светло-серый, тонкопористый или плотный оливинный базальт с хорошо различными мелкими вкрапленниками светло-зеленого оливина, переслаивающийся с базальтовыми шлаками; мощность пачки 60 м.

Лава имеет очень свежий облик. Наблюдается общая порфирировая структура породы и микродолеритовая и пилотакситовая структуры основной массы.

Вкрапленники оливина составляют около 35% породы. Оливин не имеет правильных кристаллографических очертаний и образует резорбированные кристаллы крупных размеров. Реже встречаются мелкие зерна (около 1 мм), часто с оплавленными краями. По своим оптическим свойствам оливин относится к богатым магнием хризолитам (по диаграмме Винчелла, 1949).

Различная морфология вкрапленников оливина позволяет считать, что они образовались в разное время: сильно резорбированные кристаллы возникли в более раннюю интрателлурическую стадию, более мелкие зерна с оплавленными гранями кристаллизовались позже.

Базальты перекрыты такситовыми андезитами, Среди которых встречаются линзы обсидиана; мощность андезитов около 10 м. По-видимому, это останцы эродированного экструзивного купола. Микровкрапленники в лавах сложены рудным минералом. Выделения его также характеризуются сильной резорбированностью, но местами можно установить первоначальные кристаллографические формы кристаллов. Рудный минерал часто образует в оливине мелкие включения неправильной формы, более крупные зерна оливина сильно корродированы основной массой. Очень мелкие промежутки между микролитами плагиоклаза сложены ксеноморфными выделениями калиевого полевого шпата.

Флюидалность лавы обусловлена однообразной направленностью микролитов и ориентировкой вкрапленников.

Разрез плато у юго-восточных и юго-западных склонов вулкана (по А. А. Самохину). Скальные обрывы плато у юго-западных подножий вулкана — у перевала южнее высокогорного озера, в 0,5 км ниже слияния двух главных ветвей р. Кетачан — сложены оливинными или плагиоклазово-оливинными базальтами, иногда сильно оруденелыми.

Под микроскопом наблюдаются вкрапленники оливина или оливина и плагиоклаза. Кристаллы оливина имеют хорошо выраженные формы, часто корродированы и зональны: преломление центральной части зерна больше, чем периферической. Оптические свойства: центральная часть — угол оптических осей  $2V = +88, +90^\circ$ ; двупреломление  $N_g - N_r = 0,036$ , что соответствует составу с 20% фаялита: периферическая часть —  $2V = +76, +80^\circ$ ; двупреломление  $N_g - N_r = 0,040$ , что соответствует составу с 43% фаялита.

Все кристаллы оливина значительно замещены бурыми окислами железа и рудным минералом, образующим каемки вокруг ожелезненных зерен оливина. В базальте из обрывов горы Столовой, в юго-восточной части вулканотектонической депрессии, оливин вкрапленников замещен бурым до желтого пластинчатым слабо плеохроирующим иддингситом. Замещение наиболее интенсивно по периферии зерен, где они окрашены наиболее ярко (наружная прерывистая кайма сложена обычно рудным минералом). По направлению к центру зерен окраска бледнеет, и в ядрах кристаллов наблюдаются неясно отграниченные реликты неизмененного оливина.

В незамещенных частях кристаллов двупреломление  $N_g - N_p = 0,037; 0,039$  и  $0,040$  и  $2V = -82, -84, -85$  и  $-86^\circ$ . По оптическим свойствам оливин относится к составам, содержащим 26—34% фаялита.

Квензель считает, что иддингситовое превращение оливина происходит в разности, богатых железом. В описываемых базальтах замещению подверглись периферические части зерен, что согласуется с данными Розенбуша и Зигмунда, полагающих, что периферия кристаллов оливина излившихся пород богаче фаялитом. Этим же объясняется зональность оливина. Внутренние части кристаллов оливина иногда характеризуются начальной стадией образования иддингсита. По данным Шульца, оливин сначала превращается в зеленый серпентин, в дальнейшем цвет его темнеет (темно-зеленый до голубого), одновременно появляется плеохроизм. Наконец, оливин превращается в однородный плеохроирующий минерал, который Шульц относил к биотитам, но который представляет собой иддингсит. Местами крупные зерна оливина незначительно замещены мелкими округленными включениями опала, изотропными в скрещенных николях.

Плагиоклаз вкрапленников образует широкие изометричные таблицы, а также лейсты, часто обладает волнистым погасанием. Кристаллы свежие.

Основная масса мелкозернистая, иногда характеризуется серийнопорфировой структурой. Чаше основная масса состоит из стекла и спутанного войлока микролитов плагиоклаза, между которыми зажаты гранулы авгита и мелкие рудные зерна. Стекло свежее или обильно замещено рудной пылью. Изредка стекло замещено бледно-зеленоватым, очень слабо окрашенным хлоритом, локальными пятнами гидроокислов железа.

В светло-серых неизмененных базальтах основная масса имеет микродолеритовую структуру.

В разрезах плато, наблюдаемых в юго-восточной и юго-западной частях вулкана, так же как и в восточной части плато, среди базальтов встречены мелкие экстрезивные куполы, сложенные риолитами и дацитами. В виде микровкрапленников эти лавы содержат биотит, полевошпат, пироксен, рудный минерал. Основная масса сложена прозрачным свежим гранеллитовым стеклом с микролитами плагиоклаза. В породах часта флюидальность, характерно развитие кристобалита.

Результаты химического анализа базальта (аналитик В. Г. Сильниченко), слагающего лавовое плато у юго-западного подножия вулкана, следующие (об. %):  $SiO_2 - 51,24$ ;  $TO_2 - 1,28$ ;  $Al_2O_3 - 15,89$ ;  $Fe_2O_3 - 7,76$ ;  $FeO - 2,76$ ;  $MnO - 0,14$ ;  $MgO - 6,72$ ;  $CaO - 8,06$ ;  $Na_2O - 3,35$ ;  $K_2O - 2,52$ ;  $S - 0,05$ ;  $Cl - 0,10$ ;  $CO_2 - 0,11$ ;  $H_2O - 0,12$ ;  $H_2O + - 0,19$ ; сумма  $-99,45$ .

Порода недосыщена кремнеземом,  $Q = -9,5$ . Содержание окисного железа резко превышает содержание закисного железа. Степень окисления железа иллюстрируется коэффициентом  $f$ , равным 0,26. По содержанию  $SiO_2$  лавы не выходят за пределы, характерные для типичных базальтов (47—52%). От нормальных базальтов отличаются повышенным содержанием щелочей, что сближает их с трахибазальтами.

Дно вулcano-тектонической депрессии Ичинского вулкана. Общая абразионная терраса у подножия Ичинского вулкана сложена оливковыми и гиперстено-оливиновыми базальтами, переслаивающимися с подчиненными им прослоями авгитовых и других андезитов. Эта толща прорвана экструзиями кислых лав и усажена шлаковыми базальтовыми конусами. Таким образом, как в стенках, так и в дне вулcano-тектонической депрессии наблюдаются базальты двух родов: 1) принадлежащие андезито-базальтовой толще плато; 2) потоки базальтов, связанные с мелкими центрами на поверхности террасированных базальтовых лав.

Породы андезито-базальтовой толщи обнажаются в северной части депрессии в береговых обрывах г. Голдовить, а на юге — в системе р. Кетачан и ее притоков (по правой составляющей). В скальных обрывах среднего течения р. Голдовить выходят плотные серые оливиновые базальты с глыбовой отдельностью и их шлаки; высота обрывов до 20 м.

Базальты переслаиваются с авгитовыми, плагиоклазовыми и другими андезитами и с бурой базальтовой брекчией. Азимут простирания лав СВ 20°, падение к юго-востоку под углом 55°.

Оливиновый базальт и его шлак под микроскопом характеризуются свежим обликом. Крупные интрателлурические вкрапленники неизменного или запыленного рудными зернами оливина образуют кристаллы типичной формы, иногда незначительно корродированные.

Оптические свойства оливина:  $2V = +86, +88, +89^\circ$  (измерено по двум осям). Часто оливин ожелезнен с образованием бурых непроницаемых каемок лимонита или полностью замещен идингситом и серпентиноподобным минералом с низким двупреломлением.

Плагиоклаз образует вкрапленники небольшого размера, часто лейсты. По оптическим свойствам плагиоклаз относится к лабрадору № 57—67 (табл. 2).

Т а б л и ц а  
2

Оптические свойства плагиоклаза базальтов плато

№ шлифа	$\lambda_p$	$\lambda_m$	$\lambda_g$	$\Phi_p$	$\Phi_m$	$\Phi_g$	Ап %	Примечание
7	—	—	27	—	29	—	63	Альбитовый двойник
	70	—	—	—	26	—	—	То же
	—	58	—	23	—	—	61	» »
	—	—	27	21	—	—	59	» »
	51	—	—	—	27	—	63	Манебахский двойник
	—	37	—	—	—	37	64	То же
	—	—	41	30	—	—	58	» »
	—	—	40	—	31	—	61	» »
48	—	47	—	28	—	—	57	» »
	—	55	—	—	—	45	68	» »
	—	—	39	—	28	—	64	» »
	—	—	39	—	26	—	67	» »
	63	—	—	—	30	—	64	Альбитовый двойник

В шлаках андезито-базальтового состава вкрапленники обычно мелкие, сложены оливином, авгитом, плагиоклазом и единичными зернами гиперстена. Авгит характеризуется углом оптических осей, где  $2V = +59$  и  $+53^\circ (+)$ .

Основная масса имеет серийнопорфировую структуру или пилотакситовую. Сложена темно-бурым или светлым стеклом с микролитами

оливина, авгита и плагиоклаза, пропыленным рудным минералом; в отдельных участках дна вулcano-тектонической депрессии в базальтах наблюдается стекловатая основная масса с темно-коричневым непроницаемым стеклом.

Базальт, выходящий в склонах долины р. Кетачан, характеризуется микродолеритовой структурой основной массы с развитием микролитов плагиоклаза и авгита.

Мелкозернистый гиперстено-оливиновый базальт встречается в южной части депрессии в долине р. Кетачан. Под микроскопом порода состоит из крупных вкрапленников оливина и значительно меньших — гиперстена. Оливин представлен форстеритом, угол оптических осей равен  $+90^\circ (+^\pm)$ , часто крупные зерна окружены каймой мелких зерен магнетитового гиперстена, отчетливо плеохроирующего,  $2V = -79^\circ$ . Изредка оливин замещен слабо плеохроирующим идингситом. Основная масса аналогична таковой оливинового базальта.

Авгито-плагиоклазовый андезит из южной части депрессии в правом склоне долины р. Кетачан вблизи лавового потока Черпука, в основании второй 10-метровой террасы, значительно изменен постмагматическими процессами. Измененная лава характеризуется псевдобрекчиевой миндалекаменной текстурой. Реликты неизменной лавы содержат вкрапленники свежего плагиоклаза и ожелезненного оруденелого авгита в непроницаемом оруденелом темно-буrom ожелезненном стекле. Участки, подвергшиеся разложению, имитируют брекцию: «обломки» зерен плагиоклаза «сцементированы» бесцветным изотропным опалом, изотропным пластинчатым цеолитом (гейландитом) и бледно-зеленым, почти бесцветным хлоритом, образующим мелкие участки среди опала.

Миндалины прихотливой, извилистой формы выполнены цеолитом (гейландитом), периферия их сложена бледно-зеленым хлоритом.

Таким образом, о строении фундамента Ичинского вулкана можно сделать следующие выводы.

Разрезы дна депрессии характеризуют основание четвертичного плато. Они сложены базальтами с подчиненными им пластами различных андезитов, прорваны экструзиями кислых лав и усажены шлаковыми базальтовыми конусами.

Разрез плато северо-западного подножия вулкана (р. Рассошина) отличается преобладанием пирокластического материала над пластами лав. Лавы представлены черными и серыми оливиновыми базальтами (черные — оруденелые, серые — совершенно свежие с микродолеритовой основной массой). В низах разреза пирокластические отложения сложены базальтовыми туфобрекчиями, в верхних слоях плато залегают мощные пачки мелкообломочных туфов с обломками оливинового базальта и стекла, замещенного палагонитом.

В восточных и юго-восточных стенках вулcano-тектонической депрессии разрезы лавового плато характеризуются преобладанием оливиновых базальтов над различными андезитами и прослоями пирокластического материала. Небольшие куполовидные экструзии лишь изредка прорывают толщу этих покровов. Двупироксеновые андезиты с грубомикролитовыми структурами местами характеризуются наличием оруденелого стекла и присутствием кристобалита в основной массе лав.

### **Древние экструзивные куполы**

Немногочисленные древние экструзии, прорывающие в подножиях вулкана андезито-базальтовое плато, имеют риолитовый и дацитовый состав и характеризуются небольшими размерами.

Древняя экструзия горы Гигилен. Купол этой горы расположен у северо-восточного подножия Ичинского вулкана на дне

вулcano-tekтонической депрессии (рис. 5). Он характеризуется довольно своеобразным рельефом, склоны его скрыты осыпями, из-под которых в нижней части и кое-где по склонам видны коренные выходы серых роговообманковых дацитов.

Верхние скалистые части экструзии образуют вершины, увенчанные острыми пиками. В верхней восточной части экструзии залегают мощные дайки обсидиана, имеющие северо-восточное простирание (см. рис. 5).

Мелкозернистые дациты серого цвета с хорошо различимой тонкоигольчатой и волосовидной роговой обманкой выходят на южном склоне Гигилена. Порода имеет неясно такситовую текстуру — видны темные и светлые плохо отграниченные полосы шириной до 0,5 см. На северном склоне Гигилена вдоль берега речки видны выходы темно-серого дацито-андезита с мелкостолбчатой отдельностью (рис. 6) или мелкоплитчатой отдельностью, среди которых заключено несколько более темных стекловатых прослоев небольшой мощности, возможно, риолита. По-видимому, это результат расслоения экструзивного тела от дацитов до риолитов. Местами дациты приобретают пемзовидность, светло-серый цвет. Такие пористые, очень легкие породы слагают выступы в террасе возле устья р. Гигилена, в них видна хорошо развитая такситовая текстура с падением такситовых полосок на юг под углом 25°. В дайках обсидиана встречаются угловатые и округлые обломки роговообманкового дацита различной величины. В обсидиане хорошо видна резкая такситовая текстура. На юго-восточном склоне Гигилена выходы обсидиана имеют своеобразную плитчато-глыбовую отдельность с размерами глыб до 2 м.

Неоднородность состава лавы и развитие в отдельных участках мелкостолбчатой отдельности свидетельствуют о том, что гора Гигилена представляет собой сложную экструзию, части которой различны по возрасту (?) и составу лав.

Экструзия на плато в бассейне р. Голдовить, при впадении в нее р. Гигилена. В устье р. Гигилена расположен выступ с отметками до 20 ж, образованный куполовидной экструзией светло-серого пемзовидного такситового очень тонкозернистого роговообманково-биотитового риолита. Такситовые полосы имеют разную окраску и различную пористость, плотные чередуются с пористыми; мощность — около 1—2 см. В центральной части экструзии видна дайка обсидиана с характерной столбчатой, горизонтально лежащей изогнутой отдельностью.

Под микроскопом наблюдается очень кислая флюидальная лава с мелкоперлитовой текстурой и тонкогиалопилитовой структурой. Лава стекловатая, вкрапленники сложены кварцем, биотитом, базальтической роговой обманкой, нацело опациitizedированной, и средним андезитом (табл. 3).

Таблица 3

Оптические свойства плагиоклаза древней экструзии на р. Голдовить

№ шлифа	$\lambda_p$	$\lambda_m$	$\lambda_g$	$\Phi_p$	$\Phi_m$	$\Phi_g$	% An	Примечание
50	—	71	—	5	18	—	37	Бавенский двойник
	89	—	—	—			37	То же
	—	50	—	7			45	Альбитовый двойник
	—	—	26	5			41	То же
	—	—	27	4			—	—

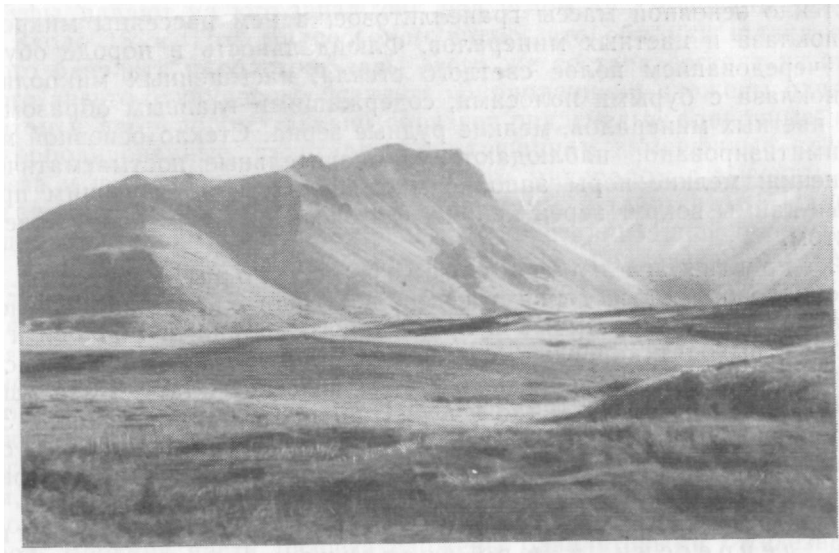


Рис. 5. Гора Гигилен, вид с севера.  
Фото А. Е. Святловского

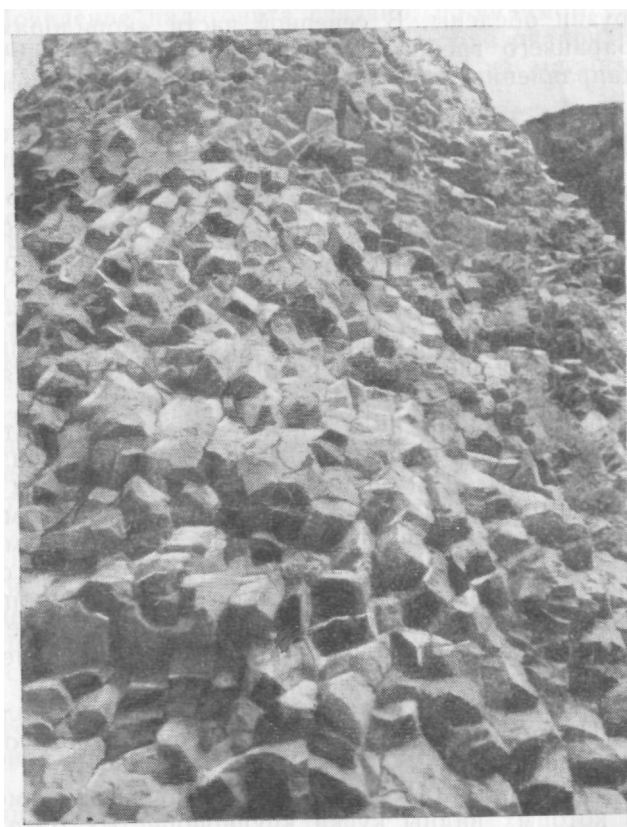


Рис. 6. Гора Гигилен. Столбчатая отдельность в древней  
экструзии (деталь).  
Фото Т. Ю. Марениной

Стекло основной массы гранеллитовое; в нем рассеяны микролиты плагиоклаза и цветных минералов. Флюидалность в породе обусловлена чередованием полос светлого стекла, насыщенных микролитами плагиоклаза с бурыми полосами, содержащими главным образом гранулы цветных минералов, мелкие рудные зерна. Стекло основной массы тридимитизировано; наблюдаются незначительные постагматические изменения: мелкие поры заполнены халцедоном, образующим прерывистые каймы вокруг зерен кварца, и в очень большом количестве тридимитом.

Экструзия на плато к северу от горы Гигилен. Среди ледникового плоскогорья у северо-восточного подножия Ичинского вулкана, покрытого холмами и прорезанного долинами Голдовити и ее притоков, выходят коренные обнажения плагиоклазовых темно-серых андезитов и базальтов, слагающих вулканическое плато. На вершинах холмов встречается окатанная и неокатанная галька этих пород. Здесь же в ущелье р. Голдовити виден большой экструзивный купол, образующий уступ над плато, сложенный такситовыми дацитами и черными риолитами с вкрапленниками белого плагиоклаза.

Экструзивный купол на дне вулканотектонической депрессии в юго-восточном подножии Ичинского вулкана. На юго-восток ( $140^\circ$ ) от вершины вулкана у склонов террасированного подножия (самого низкого коренного уступа) расположена куполовидная экструзия высотой около 150 м. Ее склоны сложены светлыми дацитами розовой окраски, местами стекловатыми риолитами почти черного цвета. В отдельных участках андезиты подножия экструзии обелены. В северной части «коридора» депрессии у подножия Бараньего гребня выходит еще одна вытянутая в северо-восточном направлении куполовидная экструзия, сложенная дацитами.

### **Шлаковые конусы лавового четвертичного плато**

Захороненные шлаковые конусы на р. Рассошине. В долине Рассошины южнее скалистого гребня правой (восточной) стороны ущелья по левому, высокому обрыву выходят красные и желтые туфы, образующие шлаковые конусы. В восточном конусе северный склон разрушен и кратерная воронка открыта в сторону кососекущего ее ущелья реки. Из конуса в направлении долины реки вытек лавовый поток. В ущелье над речным потоком выходят те же желтые и красные туфы.

В правом борту долины видны пачки слоев красновато-коричневых и красновато-черных туфов с обломками оливинового базальта. Падение их  $270^\circ$  под углом  $40^\circ$ , мощность около 30 м. В 50 м вниз по реке прослой туфов выполаживаются. Конус перекрыт маломощным потоком черного и серого оливинового базальта, в котором отдельность падает очень круто, почти вертикально. Черный базальт сильно оруденелый и брекчированный. Серый базальт содержит вкрапленники оливина в совершенно свежей основной массе, почти лишенной стекла. Структура ее близка к микродolerитовой, состоит из лейсточек плагиоклаза, между которыми зажаты гранулы авгита. Эти же базальты видны на противоположном склоне долины в виде нескольких небольших выходов. По-видимому, это лавовый поток шлакового конуса, разрезанный рекой поперек.

На шлаках и базальтах согласно залегают желтые мелкообломочные туфы, в которых видны куски крупнопористых базальтовых черных и красных шлаков и обломки базальта. Шлаки сложены оливинным базальтом с оруденелыми вкрапленниками оливина, погруженными в оруденелое стекло.

Туфы падают на юго-запад  $240^\circ$  под углом  $45^\circ$ , мощность пачки туфов около 15 м. Под микроскопом видно, что обломки шлака оливинового базальта и обломки лавы этого же состава состоят из стекловатого авгито-оливинового базальта. Вкрапленники сложены оливином, авгитом и лабрадором. Оливин образует оруденелые одиночные, нередко корродированные, кристаллы, по трещинам замещенные окислами железа и изредка красновато-оранжевым минералом с высоким рельефом и резким плеохроизмом, по-видимому, идингситом. Идингсит предположительно образуется вслед за кристаллизацией породы, избирая химически неустойчивый оливин. М. Н. Годлевский считает, что вряд ли его появление можно связывать с позднемагматической стадией формирования породы, так как идингсит присутствует в свежем базальте, где нет вторичных изменений породообразующих минералов. Кристаллы лабрадора переполнены обычно включениями железного стекла. Стекло основной массы содержит грубые микролиты плагиоклаза и обильно усеяно рудной пылью. Микроструктура грубопилотаксовая. Многочисленные мелкие поры часто заполнены бурым опалом, имеют округлую форму. Эти туфы перекрыты пластом светло-серого совершенно свежего базальта с микродолеритовой микроструктурой. Верхние части разреза сложены базальтовыми железненными туфами различной окраски, преимущественно от желтого до красно-желтого цвета. Под микроскопом видно, что обломки сложены тем же оруденелым оливиновым базальтом и палагонитом, развивающимся по вулканическому стеклу. Последний характеризуется агрегатным погасанием и показателем преломления значительно ниже канадского бальзама. Появление палагонита связано, по-видимому, с изменением первичных минералов породы в процессе ее образования, т. е. непосредственно вслед за кристаллизацией минералов из магматического расплава.

Захороненный шлаковый конус на северо-восточном склоне вулкана (в борту долины речки, текущей южнее горы Гигилен по азимуту СВ  $60^\circ$ ). В левом борту долины речки, стекающей со склонов вулкана, обнажается северная часть захороненного шлакового конуса, расположенного, видимо, на андезито-базальтовом плато (на дне вулcano-тектонической депрессии) и залитого лавами Ичинского вулкана. Речка разрезает шлаковый конус, обнажая часть этой постройки высотой около 20 м. Тело конуса сложено темно-красными и ярко-красными базальтовыми пористыми шлаками, уплотненными и сцементированными.

В разрезе конуса видны плоскости отдельности:  $260^\circ$ , вертикально и  $310^\circ$ , угол  $45^\circ$ . На противоположном склоне долины в правобережном обрыве виден в поперечном разрезе базальтовый поток этого конуса, вытекший в сторону вершины современного Ичинского вулкана.

Побочный шлаковый конус на дне вулcano-тектонической депрессии юго-восточнее горы Гигилен. На выровненной ледниковой поверхности дна вулcano-тектонической депрессии расположен небольшой шлаковый конической формы конус с хорошо сохранившимися морфологическими чертами.

Высота конуса составляет 40—45 ж, угол наклона склонов  $25^\circ$ , на вершине его имеется небольшая блюдцеобразная впадина — кратер. Склоны конуса и вершина усыпаны шлаками и мелкими бомбами базальтового состава. Вблизи кратера видно особенно много мелких перекрученных кусков шлака, вытянутых, пористых или с поверхностью типа хлебной корки. Из кратера в направлении на северо-запад  $275^\circ$  вытек лавовый поток, длина его 200 м. Он представляет собой вал, в разрезе имеющий форму трапеции. Верхнее основание

ее равно 5 м, нижнее — 30 м, углы наклона склонов 35°. Поток сложен свежим оливиновым базальтом.

### Геологическое строение соммы

В строении древней соммы, основание которой правильным кольцом, разомкнутым на севере, охватывает вулкан, принимают участие главным образом андезито-дациты и андезиты, среди которых встречены пласты андезито-базальтов (рис. 7). Лавовые потоки, слагающие сомму Ичинского вулкана, невысокими уступами спускаются ко дну вулканотектонической депрессии, отдельные более длинные потоки протягиваются по дну депрессии. Поверхности этих потоков сглажены ледниками и задернованы. К северу от вулкана лавы древней вулканической постройки заливают все дно депрессии, до ее стенок, на юге сомма частично скрыта под молодыми агломератовыми потоками, спустившимися от вершинного конуса. Склоны соммы обрываются к Ичинскому вулкану уступами и отделены от останцов внешних склоном более молодого вулканического конуса, расположенного в северной части соммы Ичинского вулкана неглубокой впадиной, тянущейся вокруг подножий его наружных склонов. Эта впадина отчетливо выражена к северо-востоку и к северо-западу от конуса вулкана, выросшего в сомме, в истоках рек Гигилен и Правая Рассошина.

К северу и востоку от останцов конуса, выросшего в сомме, впадина не наблюдается и древняя сомма частично перекрыта экструзивными риолитами и дацитами самых молодых извержений Ичинского вулкана.

На юге вулкана древняя сомма скрыта лавами вершинного конуса. Здесь переход от склонов конуса к склонам соммы, согласно наблюдениям А. А. Самохина в 1954 г., резко выражен. Южные склоны соммы имеют углы наклона 15—30°, угол наклона склонов конуса в его верхней части равен 45—60°, а в основании — угол становится еще круче — до 90°. Лавы, слагающие сомму Ичинского вулкана, обнажаются в скалистых обрывах ущельев рек западного, северного и восточного склонов вулкана. Лавы соммы довольно разнообразны. Основание древней соммы в ее юго-восточной и южной части сложено различными андезитами.

На юго-восточном склоне вулкана вдоль ущелья р. Бабав выходят андезиты с крупноглыбовой отдельностью. Они переслоены такситовыми полосатыми лавами. Лавовые потоки прорезаны ледниковым трогом, плечи его сложены коренными выходами серых и красных андезитов. Эти потоки перемежаются с двупироксеновыми или пироксено-роговообманковыми андезитами, в которых развита столбчатая отдельность типа горы Гигилен, падающая к северу под углом 45°. Петрографический состав лав однообразен — это двупироксеновые и роговообманково-пироксеновые разновидности. Наиболее характерная их особенность — присутствие диссоциированной роговой обманки. Среди этих лав встречаются отдельные тонкие пласты (потоки) андезито-базальтового состава и линзы риолита, близкого к обсидиану.

Вкрапленники в андезитах сложены плагиоклазом, гиперстеном, авгитом. Плагиоклаз прозрачен, изредка содержит включения буроого стекла. Гиперстен образует довольно крупные призматические зерна, местами оплавленные, окруженные ожелезненной каймой. Плеохроизм его по Ng — зеленый, по Nr — розовато-буроватый. Местами зерна пироксена разбиты поперечными трещинами отдельности, причем эти участки кристалла гаснут различно. Некоторые зерна ожелезнены и замещены рудным минералом. Основная масса сложена бурым стеклом с микролитами плагиоклаза, цветного минерала и редкими мелкими рудными зернами.

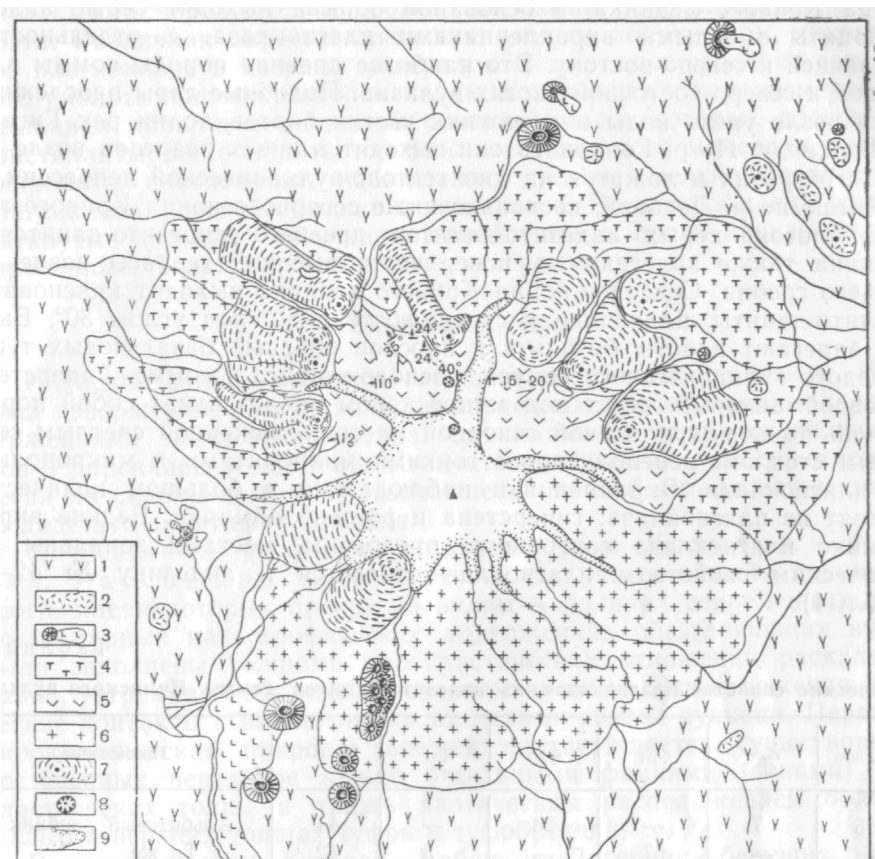


Рис. 7. Схема геологического строения Ичинского вулкана

Составили Т. Ю. Маренина и Н. В. Огородов (по собственным наблюдениям и материалам А. Е. Святловского)

1 — базальты, андезиты и их туфы, слагающие четвертичное лавовое плато; 2 — дациты и риолиты древних экструзий; 3 — базальты древних и современных шлаковых конусов; 4 — андезито-дациты соммы Ичинского вулкана; 5 — базальты, их туфы, андезиты и андезито-дациты молодого вулканического конуса в северной части соммы Ичинского вулкана; 6 — андезиты и дациты вершинного конуса Ичинского вулкана; 7 — лавовые потоки экструзивных куполов кислого состава; 8 — действующие фумаролы; 9 — границы современного локального оледенения

В восточной и северо-восточной частях соммы наблюдаются гиперстено-роговообманковые андезито-дациты и дациты. Роговообманково-гиперстеновые серые тонкоплитчатые андезито-дациты залегают периферически под углом  $8-15^\circ$ , изредка наблюдаются отклонения до  $45^\circ$ . Это лавы с массивной или такситовой текстурой красно-черного и серо-черного цвета.

По выходе р. Ледовой из ущелья на ледниковую долину дна тектоно-вулканической депрессии обнажены андезито-дациты древней соммы красноватой окраски, весьма тонкотакситовые, в которых видны вкрапленники роговой обманки.

Ниже северного конца Кривого ледника, в 0,5 км по западному борту его долины, в большом обрыве выходят уступы потоков черных и красных такситовых андезито-дацитов, падающих к северо-востоку  $50^\circ$  под углом  $25^\circ$ . Несколько выше по р. Ледовой эти лавы подстилаются спекшимися туфами. На них лежит слой обсидиана мощностью около 1 м, выше — небольшая линза дацитовых туфов и выше толща туфов мощностью около 50 м. Еще выше по реке, против северного

конца Кривого ледника, в основании обрыва выходят серые андезито-дациты с белыми вкрапленниками плагиоклаза, с отдельностью, падающей к северо-востоку. Это наиболее древние породы соммы в северной и северо-восточной частях вулкана. Подобные лавы прослеживаются возле уреза воды и в нижних частях бортов долин рек Гигилен и Нюлкандя. По р. Голдовить они выходят в низах разрезов возле Бараньего гребня и ложатся на дно тектоно-вулканической депрессии.

Выше по р. Ледовой, несколько ниже северного конца Кривого ледника, потоки серых андезито-дацитов древнего андезито-дацитового вулкана также залегают на поверхности высокой террасы возле Бараньего гребня. Севернее конца Кривого ледника выходят красноватые риолито-дациты, падающие к северо-востоку  $50^\circ$  под углом  $30^\circ$ . Выше них залегают пласты базальта и прослои красных базальтовых туфов молодого вулканического конуса, расположенного в сомме. Гиперстено-роговообманковый дацит под микроскопом представляет собой породу с очень тонкомикрولитовой основной массой, сложенной светлым сероватым стеклом, переполненным тонкими микролитами и микронолитами плагиоклаза. Вкрапленники наблюдаются в большом количестве, состоят из плагиоклаза, гиперстена и роговой обманки. Редкие вкрапленники плагиоклаза совершенно прозрачны, местами зональны. Но оптическим свойствам плагиоклаз относится к андезину № 42—46 (табл. 4).

Таблица 4

**Оптические свойства плагиоклаза из андезито-дацитов соммы Ичинского вулкана**

№ шлифа	$\lambda_g$	$\lambda_m$	$\Phi_m$	$\Phi_p$	% An	Примечание
115	7		23	—	44	Альбитовый двойник
	—	67	—	5	42	То же
	23	—	—	5	42	» »
118	26	—	—	6	44	» »
	33			9	46	Периклиновый двойник
123	—	58	—	6	44	То же

Гиперстен образует слабо плеохроирующие небольшие одиночные кристаллы. Оптические свойства его:  $2V = -63^\circ$  (+),  $-64^\circ$  (+). Плеохроизм слабый: по Ng— слабо-зеленоватый, по Nr — бесцветный. Гиперстен встречается в виде мелких призмочек, иногда в виде единичных крупных зерен с оплавленными очертаниями. Видимо, это разновозрастные кристаллы: интрателлурические и более поздние. Роговая обманка в виде мелких зерен представлена буро-зеленой роговой обманкой, слабо плеохроирующей и базальтической (единичные зерна). Оптические свойства:  $c$  Ng =  $6^\circ$ ;  $2V = -71^\circ$  (+),  $-72^\circ$  (+). Роговая обманка образует крупные редкие зерна резко удлиненной формы, резко плеохроирует в бурых тонах: по Ng — красно-бурый, по Nr — светло-коричневый; зерна ее окаймлены бурой кружевной каймой, местами образуют сростки с плагиоклазом и округлыми рудными зернами. Часто зерна роговой обманки оплавлены.

В микронолитовой основной массе выделяются микролиты опацизированной роговой обманки в виде узких тонких длинных палочек. Видны отдельные довольно крупные округлые рудные зерна; обычно же рудный минерал рассеян в виде пыли в стекле основной массы.

В полосчатых разновидностях андезито-дацитов полосы светло-се-

рого стекла чередуются с более широкими полосками темно-серого цвета. Различная окраска связана с разным количеством микронолитов плагиоклаза и цветных минералов. В линзах и прослоях стекловатого риолита под микроскопом наблюдается вязкая, неравномерно промешанная лава, в стекловатой основной массе которой, содержащей кристаллиты, микронолиты плагиоклаза и цветного минерала и редкие микролиты плагиоклаза, наблюдаются редкие мелкие вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки и гиперстена. Роговая обманка образует вытянутые палочки очень характерной формы, почти нацело опацифицированные. Текстура стекла — мелкоперлитовая.

### Спекшиеся туфы

Ичинский вулкан является сложным полигенным вулканом. Новый цикл извержений, наступивший за последним оледенением, начался извержениями эксплозивного типа, отложившими толщи спекшихся туфов и пирокластических пород значительной мощности. Эти отложения легли на склоны соммы, образовавшейся при обезглавливании древнего андезито-дацитового вулкана.

Спекшиеся туфы в долинах рек Кетачан, Лагерная, Рассошина. Древние речные долины и отчасти ледниковые трюги, плечи которых прекрасно видны в долинах современных рек, после бурных катастрофических извержений, обезглавивших вулкан, были заполнены толщами пирокластических отложений раскаленных лавин, устремившихся вниз по склонам вулкана. Эти отложения имеют четкие контакты с вмещающими их лавами соммы вулкана. Первичная пирокластическая природа залежей подтверждается существованием постепенных переходов между отдельными фациями (зонами) пирокластических толщ, а также хаотическим расположением обломков и глыб в верхних толщах туфов и туфобрекчий.

В верховьях рек Кетачан, Бабав и Лагерная, берущих начало в тающем ледниковом панцире вершины вулкана, можно наблюдать переслаивание небольших прослоев литоидных спекшихся туфов с мощными агломератовыми потоками серых андезитов. По-видимому, извержения раскаленных лавин были неоднократными и прерывались излияниями агломератовых потоков.

Толщи пирокластических образований имеют неоднородное строение, которое хорошо прослеживается в бортах речных долин на склонах Ичинского вулкана, где видимая мощность этих отложений достигает 300 м. Здесь сверху вниз обычно наблюдается следующая смена зон (фаций).

Верхние части разрезов сложены уплотненной неспекшейся туфовой или туфобрекчиевой крупнообломочной фацией, постепенно переходящей в нижних частях разреза в литоидные спекшиеся туфы, имеющие игнибрилоподобный облик. Подстилаются эти образования тонкополосчатыми этакситовыми породами. Характерно отсутствие резких границ между указанными зонами и наличие между ними постепенных переходов.

Пирокластические образования литоидного облика, представляющие собой спекшиеся туфы, залегают по речкам Лагерная, Кетачан, Нюлкандя, Голдовить, Ледовая и другим в виде маломощных прерывистых слоев, развитых в нижних частях склонов долин. Мощность литоидной зоны не превышает 2–2,5 м при общей средней мощности залежей до 200 м.

*Неспекшаяся фация пирокластических образований* отчетливо выделяется в этих же туфах. Количественные соотношения различных фациальных зон подвержены изменениям, но обычно в разрезах

преобладают литокластические туфы и туфобрекчии риолитов, дацитов и андезитов-дацитов. Здесь, среди толщ туфобрекчии, часто встречаются громадные глыбы, имеющие до 20 м в поперечнике (рис. 8).

Пирокластические образования верхней неспекшейся части толщи сложены массивными и такситовыми грубообломочными туфами и реже — туфобрекчиями с крошащимся железистым цементом. Последних, в связи с различной степенью окисления, окрашен в разные оттенки розового и красно-коричневого цвета. В нем хаотически расположены угловатые обломки разной величины, от мелких лапилли до глыб более 1 м, а иногда достигающих 25 м в поперечнике, состоящих из кислых лав различного состава. Вулканические бомбы в этой толще были встречены только дважды в виде пачек листов, согнутых вдвое, размером 10Х40 см (р. Кетачан).

Массивы туфобрекчий характеризуются причудливыми формами выветривания в виде башен, столбов, пиков, часто в результате выветривания оползающих по размытым склонам долин рек (рис. 9).

*Литоидная фация.* Нижняя граница неспекшейся зоны прослеживается неотчетливо и является условной. Смена литоидных спекшихся туфов игнимбритоподобными разновидностями их происходит постепенно, без резкой границы. В разрезах можно наблюдать последовательное перерождение туфов. В серых, розовых и красноватых породах постепенно исчезает хаотическое расположение угловатых обломков черного цвета, появляются субпараллельно ориентированные уплощенные короткие обломки стекловатых лав кислого состава, имеющие в верхах литоидной зоны форму сплюснутых линз с тупыми концами (рис. 10), ниже сменяющихся черными линзовидно-ленточными стекловатами образованиями. Наравне с обломками лав, кристаллами и обломками кристаллов в этих породах наблюдаются гомеогенные включения. Породы со сплюснутыми черными линзовидными обломками, иногда называемые туфолавами,— наиболее распространенные породы пирокластических толщ Ичинского вулкана.

Особенностью основной, цементирующей массы спекшихся туфов Ичинского вулкана являются массивная текстура и весьма мелкие, различимые при больших увеличениях, обломки кислых лав. Под микроскопом в отдельных участках спекшегося туфа видно, что между более крупными обломками лав и интрателлурических кристаллов различимы мелкие обломки сильно стекловатой лавы, которые, спекаясь, образуют макроскопически плотную литоидную массу, имитирующую лаву. В отдельных шлифах контуры этих обломков устанавливаются очень хорошо по резко различной ориентировке микролитов и микронолитов плагиоклаза в соседних соприкасающихся обломках. Обычно при спекании наблюдается постепенный переход от стекла обломка к стекловатому цементу. Вообще первоначальное обломочное строение в спекшихся туфах Ичинского вулкана наблюдается редко и лишь при больших увеличениях.

В породах совершенно отсутствуют пепловые частицы, что, по-видимому, можно объяснить весьма большой тонкостью пирокластического материала. Из-за присутствия в наиболее крупных обломках этой толщи газов, которые не могут улетучиться вследствие давления вышележащих слоев, происходит не только сохранение тепла, но и вторичный разогрев толщи, вызывающий, по всей вероятности, переплавление тонкого пирокластического материала с образованием линзовидно-ленточных и тонкотакситовых текстур.

Линзовидно-ленточные спекшиеся туфы представляют собой породы красно-коричневого цвета, содержащие уплощенные или даже ленточные включения черного стекла. Под микроскопом в фельзите или светло-сером флюидальном риолитовом стекле этих пород видны



Рис. 8. Крупные обломки (до 80 см) в толще туфобрекчии  
на р. Кетаган.  
Фото Т. Ю. Марениной

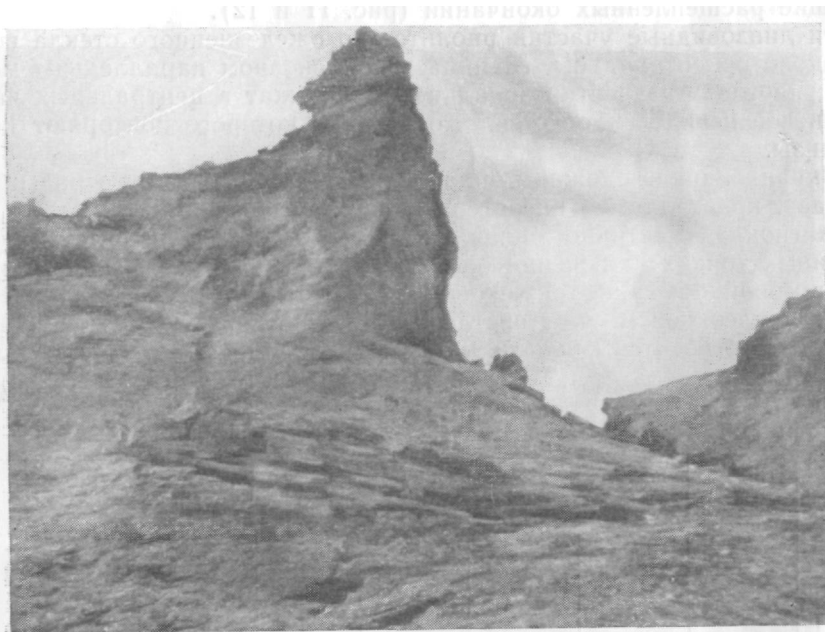


Рис. 9. Причудливые формы выветривания спекшихся туфов.  
Фото Н. В. Огородова

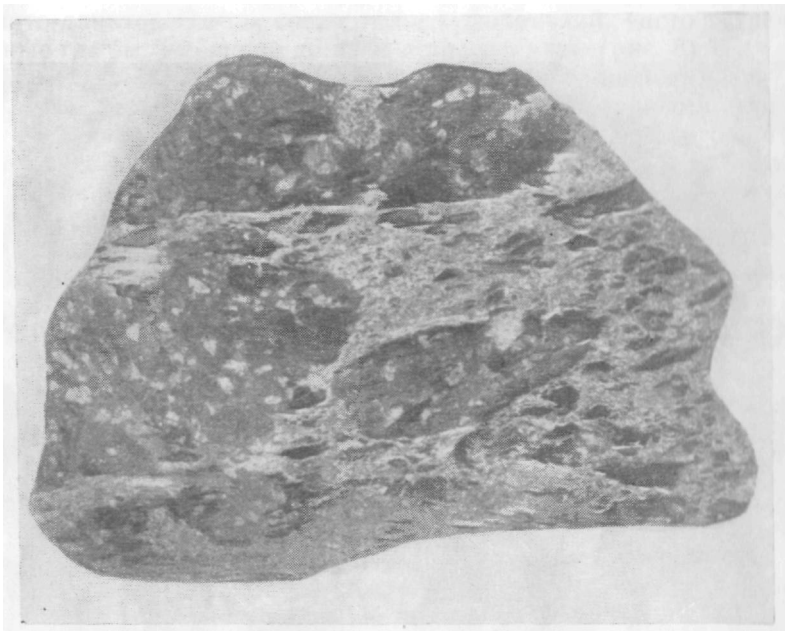


Рис. 10. Грубая пирокластика тяжелого типа (литойдная зона).  
Натуральная величина

субпараллельные линзовидные включения коричневого, также риолитового стекла, напоминающие фьямме (Заварицкий, Маршалл), но не имеющие расщепленных окончаний (рис. 11 и 12).

Эти линзовидные участки риолитового ожелезненного стекла всегда одинаково ориентированы, границы их в основном параллельны между собой; иногда эти участки зональны и содержат в центральных частях коричневое неокисленное стекло, очертания которого повторяют контуры линзы.

«Вкрапленники» сложены оплавленными и угловатыми зернами плагиоклаза, кристаллами гиперстена и роговой обманки.

Плагиоклаз частично оплавлен, содержит кружевную кайму бесчисленных тонких включений ожелезненного стекла; зерна базальтической роговой обманки также окаймлены толстой опацитовой каемкой с резким плеохроизмом от светло-бурого до темно-красно-коричневого. По составу относится к андезину № 41—42 (табл. 5).

Таблица 5

**Оптические свойства плагиоклаза литойдных спекшихся туфов**

№ шлифа	$\lambda_g$	$\lambda_m$	$\Phi_m$	$\Phi_p$	% An	Примечание
	6	—	27	—	41	Вкрапленник, двойник
134а	—	61		5	42	То же
	—	65	—	5	42	» »

Основной связующей массой породы является слабо пористое или, в ожелезненных участках, сильно пористое стекло с однообразно ориентированными немногочисленными микролитами плагиоклаза,



Рис. 11. Спекшийся туф.  
Шл. 57 (1958); увел. 20; николи



Рис. 12. Спекшийся туф.  
Шл. 71 (1958); увел. 30; николи

гранулами гиперстена. Стекло имеет риолитовый или близкий к диаци-товому составу (табл. 6).

Таблица 6

Результаты измерения показателя преломления стекла и содержания в нем  $\text{SiO}_2$  (определения С. Н. Мархиной) \*

№ шлифа	N	% $\text{SiO}_2$	Примечание
100	1,507+0,003	70	Риолит, стекловатое включение коричневого цвета (макроскопически черное)
83	1,503+0,003	72	Риолит, «основная масса» породы
148	1,509+0,003	69	Дацит, «основная масса» породы

\* Определения процентного содержания  $\text{SiO}_2$  сделаны по диаграмме George.

В некоторых участках породы среди флюидального стекла наблюдаются линзовидные участки и прослои, сложенные мелкообломочным материалом.

Следует также указать на *такситовые породы*, залегающие в основании пирокластической толщи. Мощность их довольно постоянна и колеблется от 2 до 2,5 м. Такситовое строение обусловлено чередованием полосок красного и черного цвета или черного и серого Тонкие нитевидные полоски в породах выдерживаются плохо, иногда они прерывисты и представляют взаимно-параллельные лентовидные линзочки или мелкие раздувы. Под микроскопом можно видеть, что петрографический состав серых, черных и красных полосок один и тот же (табл. 7).

Таблица 7

Результаты измерений показателя преломления гранеллитового стекла в такситовых породах и содержание в них  $\text{SiO}_2$  \*

№ шлифа	N	% $\text{SiO}_2$	Примечание
104	1,504+0,003	72	Риолит с различным содержанием кристаллитов Риолитовое стекло из черного прослоя такситовой породы (неокисленного)
	1,507+0,003	70	
	1,500+0,002	72	
88	1,504+0,002	72	Риолитовое стекло с кристаллитами из черного прослоя такситовой породы Риолитовое стекло из светлого прослоя такситовой породы
	1,508+0,002	70	

\* Определение процентного содержания  $\text{SiO}_2$  сделаны по таблицам В. Н. Лодочникова и George.

Обычно породы такситового облика содержат мелкие ориентированно направленные редкие микролиты плагиоклаза, погруженные в стекло различных оттенков серого и белого цвета, незначительно оруденелое. «Микровкрапленники» сложены главным образом плагиоклазом, полисинтетически сдвойникованным или зональным. В меньшем количестве «вкрапленники» образованы мелкими кристаллами гиперстена и оплавленными зернами роговой обманки с довольно толстой опацитовой каймой.

Прослои красно-коричневого и серого риолита в такситовых образованиях также характеризуются одинаковым петрографическим соста-

вом. Химические анализы красной и черной частей такситовых пород показали, что они отвечают по составу дациту, содержат одинаковое количество  $\text{SiO}_2$  и различаются лишь содержанием окисного и закисного железа. Результаты анализов сведены в табл. 8.

Таблица 8

**Содержание  $\text{SiO}_2$  и химический состав красных и черных полос такситовых разновидностей спекшихся туфов**

№ образца	Компонент	Красная полоска	Черная полоска	Примечание
149	$\text{SiO}_2$	66,65	66,92	Аналитик Е. П. Рябичкина
	FeO	0,46	1,62	
	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,76	2,32	
88	$\text{SiO}_2$	62,12	62,30	Аналитик С. А. Калитина
88	$\text{SiO}_2$	69,78		
	$\text{TiO}_2$	0,58		
	$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,56		
	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,73		
	FeO	1,15		
	CaO	4,50		
	MgO	2,24		
	MnO	0,07		
	$\text{Na}_2\text{O}$	3,78		
	$\text{K}_2\text{O}$	2,67		
	$\text{H}_2\text{O}^+$	0,25		
	$\text{H}_2\text{O}-$	0,06		
	П.п.п.	0,08		
		Сумма	98,76	

Под микроскопом можно проследить, что окисление этих пород начинается с повсеместного ожелезнения грануль гиперстена и роговой обманки и частично вкрапленников этих минералов. Дальнейшее развитие этого процесса ведет к ожелезнению и стекловатой основной массы пород.

В красных полосках сильно ожелезненных такситовых пород наблюдается ожелезнение стекла основной массы. Плаггиоклаз «вкрапленников» содержит равномерно распределенные мельчайшие включения ожелезненного стекла, образующие в нем как бы кружевной узор, или же замещен с краев каймой густо-бурой окраски, состоящей из бесчисленных точечных включений ожелезненного стекла и редких мелких ожелезненных и опациitized зерен гиперстена. Зерна роговой обманки также опациitized или окружены каймой, в которой среди ожелезненной и оруденелой бесструктурной массы различаются мелкие зернышки плаггиоклаза и гиперстена.

Вероятно, более сильное переплавление первоначально обломочных пород и последующее формирование такситовых образований связаны с постэруптивным этапом вулканической деятельности, с явлением саморазогревания пирокластических образований.

В толщах свежесброшенной пирокластике, потерявшей при извержении большую часть первичного магматического тепла, при дальнейшем остывании их возникает трещиноватость. По этим трещинкам происходит подсос воздуха и окисление еще не остывшей массы, причем процесс перехода закиси железа в окись сопровождается экзотер-

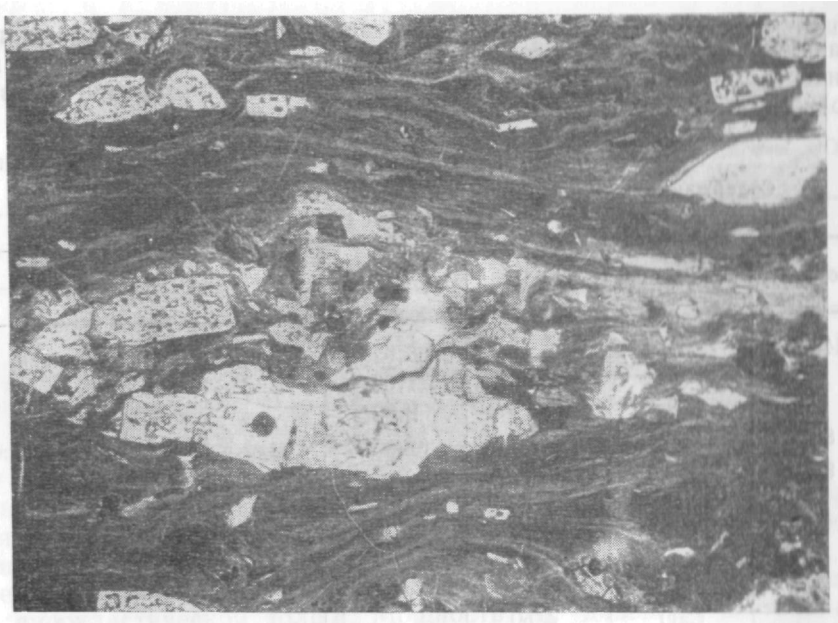


Рис. 13. Послойные линзы тонкообломочного материала в слоистых спекшихся туфах. Видны обломки кристаллов и черные фьямме в более светлом флюидальном стекле.

Шл. 164б; увел. 70; николи ||

мическим эффектом. Повышение температуры ведет к местному переплавлению пород с образованием такситовых текстур. Это подтверждается и одинаковым петрографическим составом черных и красных участков такситовых пород. Вероятно, при одностороннем давлении все же имеет место незначительное перемещение материала спекшихся туфов.

Обычно в спекшихся туфах спеканию и переплавлению подвергается более тонкий материал кислого состава. Иногда можно наблюдать вытянутые вдоль такситовых полосок серого и коричневого стекла тонкие линзовидные прослои, сложенные тонким обломочным материалом (рис. 13). Основная стекловатая масса, расположенная между крупными кристаллами, обтекает их, что свидетельствует о более позднем образовании ее.

Существование вторичной кристаллизации в этих образованиях подтверждается присутствием в спекшихся туфах, помимо интрателлурических кристаллов, составляющих местами до 40% объема породы, также девтерических кристаллов, образовавшихся, как считает Мартин (Martin, 1959), при охлаждении породы. К ним относятся включенные тридимита в «основной массе» пород, иногда прикрепленные к граням крупных кристаллов.

Местами по трещинкам видны цепочки мелких кристаллов тридимита, в которых при большом увеличении можно наблюдать кое-где секторные двойники.

Спекшиеся туфы в долинах рек Ледовая и Голдовить. Толщи этих пирокластических пород круто обрываются в долины рек. В нижних частях склонов речных долин выступают скальные выходы литоидных пород; толщина спекшихся туфов имеет такситовое строение; породы окрашены в красный цвет. В верхних частях строение толщи массивное; окраска красная и темно-серая. Мощность этих образований составляет около 300 м.

В юго-западной части толщи спекшихся туфов в верховьях р. Голдовить в борту долины ее правого притока слоистая толща пирокластических пород перекрыта лавовым потоком экструзивного купола мощностью около 20 м.

Ниже залегает пласт очень крупнопористого такситового светлого риолита, подстилаемый такситовым риолитом, в котором красные полосы чередуются с черными; последние преобладают. Мощность розовых, более тонких, полосок колеблется около 1 см. Еще ниже залегают такситовые черно-красные полосчатые лавоподобные породы риолито-дацитового состава, которые книзу постепенно переходят в черно-красную литоидную пирокластическую породу с вытянутыми послойно линзовидными обломками риолитового состава. Обломки распределены беспорядочно, линзовидные обломки характеризуются тупыми концами. Эта толща прорвана в верховьях Голдовити дайками дацита. Здесь же, ниже по течению, выходят такситовые красноватые роговообманково-гиперстеновые, местами брекчированные породы дацитового состава, полого падающие к северу, иногда к северо-западу  $340^\circ$  под углом  $30-45^\circ$ . В отдельных участках видны выходы спекшихся туфов того же состава. Под микроскопом видна имитация лавового строения гиперстенового дацита. Стекло «основной массы» рыжего цвета, ожелезнено; стекловатые обломки, спекшиеся со стеклом «основной массы», имеют шоколадный цвет.

На эродированной поверхности этих пород на террасе р. Голдовить залегают белые дациты. Среди них встречаются глыбы (ксенолиты) авгитового андезита размером до 20 м. Склоны со стороны Ичи сложены красными и серыми кислыми гиперстено-роговообманковыми стекловатыми дацитами с бурым непрозрачным, местами флюидальным, стеклом.

Эта же толща выходит ниже по течению по правобережью р. Голдовить над останцом высокой речной террасы. Толща характеризуется слоистым строением, сложена слоями пирокластических пород, в отдельных участках имеющих лавоподобный облик.

В нижней части залежи прослой черного обсидиана мощностью около 0,5 м перемежаются с красными дацитовыми туфами, между этими породами наблюдается постепенный переход. Выше залегает мощный слой красно-черной литоидной пирокластической породы с линзовидными обломками черного цвета, сложенными риолитом того же состава. Порода эта брекчирована, щербениста, мощность слоя около 50 м и более.

Выше лежит мощная толща уплотненных обломочных пород пестрого состава, сложенная слоями, линзами и, по-видимому, более крупными обломками пород.

Наиболее часто повторяются прослой и линзы черно-красной или серо-черной литоидной обломочной породы с черными линзовидными уплощенными обломками риолита или дацита с тупыми концами. В пласте (потоке) риолита, перекрывающем спекшиеся туфы, всегда присутствуют пустоты, чаще изометрической формы, выстланные белым охристым минералом.

Для характеристики литологического состава нижней литоидной зоны спекшихся туфов на протяжении 4 м прослежен разрез, пересекающий пачку согласно лежащих такситовых лав кислого состава, переслаивающихся со слоями риолитовой брекчии.

В контакте со слоем дацита светло-серого, почти белого, цвета, согласно залегает биотито-роговообманковый риолит. Под микроскопом видно, что немногочисленные вкрапленники сложены биотитом, роговой обманкой, плагиоклазом. Стекло основной массы — светло-бурое с гранеллитовой структурой, с мелкоперлитовой текстурой. Риолит

сменяется мелкообломочной брекчией, в которой обломки сложены дацитом, а цементом является обсидиан. Далее залегают тонкие перемежающиеся прослои черного биотито-роговообманкового риолита и розового биотитового риолита.

В северо-западной части толщи спекшихся туфов (возле Бараньего гребня) на высоте около 100 м над останцом речной террасы видна скала размером в несколько десятков метров, сложенная также туфами риолито-дацитового состава черного и красного цвета, образующими горизонтально залегающие чередующиеся слои.

В породе видны обломки биотито-роговообманково-авгитового риолита и оплавленных кристаллов плагиоклаза, краевые широкие зоны в которых переполнены мелкими многочисленными включениями стекла. В цементе породы, сложенном неоднородным гранеллитовым бурым и бесцветным стеклом, видны уплощенные линзовидные стекловатые обломки, местами спекшиеся со стеклом основной массы.

Восточная часть толщи спекшихся туфов протягивается на 1-2 км вниз по склону вулкана, слагая обрывы западного склона долины р. Ледовой и восточного — р. Голдовити. Ниже северного конца Кривого ледника нижняя часть залежи сложена такситовыми красными роговообманковыми риолитами и риолито-дацитами, сопровождающимися туфами с обсидианом, перекрытыми сверху серыми и красноватыми массивными плитчатыми роговообманковыми риолитами, разбитыми мелкой отдельностью. Пачки пород падают на северо-восток под углом от 15 до 25°. Эти образования перекрывают пачки периклиально залегающих андезитов, базальтов и базальтовых туфов конуса сомме, контакт залежи с которыми имеет северо-западное простирание 310°, падение на северо-восток под углом 45°.

Южнее контакта расположена зона брекчированных пород этого вулкана, сложенная осыпями, среди которых видны гравки коренных выходов.

Обнажения вдоль ее склонов представляют весьма пеструю картину вследствие хаотического распределения слоистых пород. Наблюдается преобладание массивных пород в верхних частях залежи и такситовых — в нижних; характерно преобладающее распространение слоев красной литофицированной пирокластики с линзовидными обломками черного цвета, расположенными субпараллельно. Гнейсовидная такситовость в нижних частях залежи обусловлена чередованием красных и черных полос, имеющих одинаковый петрографический состав.

В западном борту Кривого ледника у его северного конца также хорошо видно слоистое строение залежи, мощность отдельных слоев колеблется от 40 см до 10—15 м.

Снизу вверх наблюдается следующая смена пород. На пачке пород, слагающих конус в сомме, представляющих собой авгитовые андезиты основного типа и оливиновые базальты, перекрытые мелкообломочными охристыми базальтовыми туфами, залегают маломощный слой темного биотитового риолита и выше — обсидиановой брекчии с более светлым стекловатым цементом.

В 2 км ниже края ледника в основании залежи также выходит пласт обсидиана мощностью 2 м. Он падает к северо-востоку 40° под углом 25—30°. Ниже него здесь залегают древние красные такситовые лавы.

Под микроскопом видно, что обсидиановая брекчия сложена кислым флюидальным стеклом с обломками лав темно-коричневого оливинового гиалобазальта с полностью оруденелыми вкрапленниками оливина и грубыми короткими микролитами плагиоклаза, а также авгитового андезита с мелкими вкрапленниками авгита в гиалопилитовой основной массе.

Цемент брекчии в основании слоя обсидиановой брекчии сложен пористым, флюидальным темно-бурым стеклом с редкими вкрапленниками роговой обманки, в средней и верхней части слоя — флюидальным серым гранеллитовым стеклом с плохо отграниченными участками коричневого свежего стекла и мелкими вкрапленниками обыкновенной роговой обманки.

Выше, над слоем обсидиана, залегает литоидная черно-красная пирокластическая порода с уплощенными линзовидными черными стекловатыми обломками; среди нее неправильными участками выходят пестро-окрашенные мелкообломочные туфы.

Микроскопическое изучение обломков этих туфов показало, что они сложены роговообманково-пироксеновым дацитом, риолитом и обсидианом, а также большой примесью (в самых нижних частях залежи, непосредственно над пачкой основных лав и туфов вулкана, расположенного в северной части соммы) обломков миндалекаменного стекловатого андезито-базальта. В буром непрозрачном стекле заключены вкрапленники авгита и Лабрадора, в миндалинах — ярко-зеленый хлорит, серпентин и ярко-рыжий плотный железистый минерал из группы боулингитовых минералов.

Верхняя часть толщи сложена плотными черно-красными литофицированными пирокластическими породами с красным цементом и черными уплощенными, взаимно-параллельными стекловатыми обломками и полосчатыми красно-черными лавами. Среди толщи выходят неправильные по форме участки пестрых мелкообломочных туфов.

#### Потоки кислых молодых лав

Толща спекшихся туфов рек Гигилен — Ледовая. *Северная часть.* Скальные выходы залегают высоко в верхней части толщи спекшихся туфов; весь склон ее скрыт осыпями. Нижняя часть коренных обнажений сложена туфами. Обломки представлены краеноватым роговообманковым дацитом; цемент плотный стекловатый черно-серого цвета, тонкообломочный, с обломками кислого стекла бурого цвета, кристаллов плагиоклаза и роговой обманки.

Наверху залегает очень светлый сероватый пемзовидный мелкообломочный туф роговообманкового дацита. Обломки сложены розовой кислой лавой. Стекло образует вытянутые белые шелковистые нити.

Выше на 1,5 м залегает очень тонкий молодой поток, сложенный пористым дацитом с мелкими кристаллами роговой обманки. Еще на 3 м выше залегает светло-серый тонкопористый пемзовидный андезито-дацит. Поры тонкие, длинными сторонами ориентированы в направлении течения лавы.

*Восточная часть.* Против горы Гигилен по р. Гигилен в основании залежи с отметкой 2157 м выходят такситовые породы обломочного строения с крупными (2х5 см) черными стекловатыми линзовидными обломками. Выше на них лежат светло-серые и красноватые такситовые плитчатые лавы. Выше по ущелью, где кончается река и начинаются снежники, выходят белые светлые плитчатые дациты мощностью 1—2 м. В 150 м кверху по склону в них наблюдается падение такситовости серой кислой лавы к северу под углом 20°. В кровле и основании пласта этой лавы, представляющей собой лавовый поток экструзивного купола, залегает обсидиановый пласт мощностью до 20 см. Слой обсидиана, тянущийся вверх гребня, продолжается по направлению к Иче метров на 100. На гребне над участком верхнего течения реки, закрытым фирновыми покровами, наблюдаются выходы серого стекловатого дацита с хорошо развитой крупной полосчатостью. В этой

лаве вблизи контакта со слоем обсидиана наблюдаются мелкие стекловатые шарики.

В сильно стекловатой разновидности породы видны трещины остывания. При переходе к обсидиану наблюдается зона мощностью 20 см очень пористого стекла с длинными вытянутыми порами.

Толща спекшихся туфов к югу от р. Гигилен с отметкой 1936 м (с озером) имеет плоскую поверхность, незначительно (7—9°) наклоненную в сторону вершины вулкана северо-восточный край ее спускается к дну тектоно-вулканической депрессии несходными крутыми уступами высотой по 50—75 м.

Строение толщи слоистое, с периклинальным падением слоев под углом 6—7°. В основании разреза в ее западном склоне по р. Гигилен залегают тонкоплитчатые красно-черные полосчатые дациты, видимая мощность которых около 30 м. Выходы толщи обнажены преимущественно по р. Гигилен.

Выше лежит маломощный прослой обсидиановой брекчии мощностью 1,5—2 м. Цементом служит черный ожелезненный обсидиан, обломки сложены светло-серым гранеллитовым обсидианом с мелкими вкраплениями плагиоклаза и цветных минералов. Контакты прослоя резкие.

### **Вулканический конус в северной части соммы Ичинского вулкана**

О строении северной, высокогорной части Ичинского вулкана нет единой точки зрения. Э. Н. Эрлих полагал, что нижняя часть вулкана до высоты более 2000 м представляет собой древнюю сомму его, сложенную вулканическими породами кислого состава, а верхняя, гребни которой возвышаются на севере вулкана на 2,5 км над его основанием, является «молодой соммой», сложенной лавами и пирокластикой более основного состава.

По представлениям А. Е. Святловского (1960), северная, высокогорная часть вулкана со скалистыми пиками 3038 и 2900 м представляет обособленный морфологически, поднятый участок лавового плато. По разломам, ограничивающим поднятый блок, позднее происходила вулканическая деятельность центрального типа — были выжаты экстрезии.

На основании наших наблюдений строение северной, высокогорной части вулкана представляется в несколько ином виде. Скалистые выступы с отметками 3038 и 2900 м представляют собой эрозионные останцы молодого вулканического конуса (рис. 14), выросшего в северной части соммы Ичинского вулкана после древнего оледенения, троговые долины которого прорезали эту сомму.

Геологические разрезы толщ, слагающих развалины этого вулканического конуса, можно наблюдать в склонах скалистых эрозионных останцов его вершины (высоты 3038 и 2900 м), а также в истоках рек северного и восточного склонов Ичинского вулкана. Так, р. Гигилен берет начало в большом ледниковом каре, в стенках которого выходят слоистые толщи пород молодого конуса; его строение хорошо видно в бортах ущельев истоков р. Голдовить, в склонах глубоковрезанной долины Кривого ледника, на северном склоне соммы Ичинского вулкана.

Нижние части разреза этого конуса обнажаются в нескольких выходах в бортах Кривого ледника, выше долины р. Ледовой, питающейся в результате таяния этого ледника. В западном борту Кривого ледника у его нижнего конца лавы молодых потоков кислого состава залегают на маломощных пластах оливинового и пироксено-оливинового

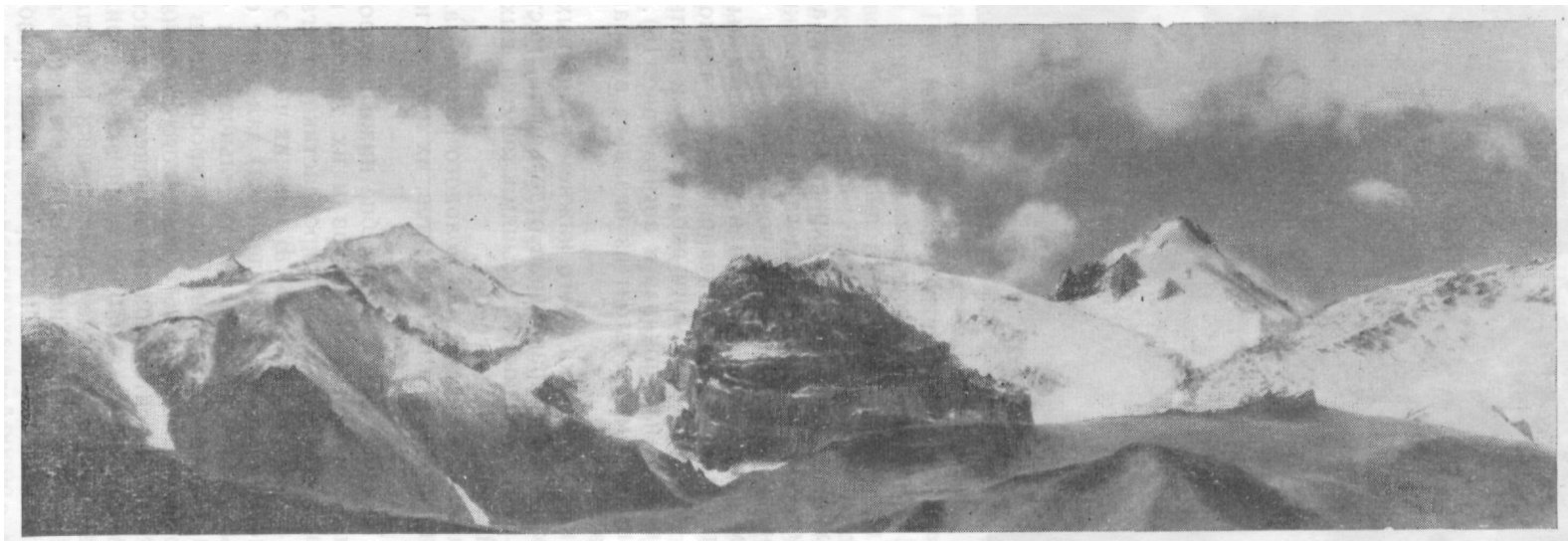


Рис. 14. Вид на останцы молодого вулканического конуса в северной части соммы Ичинского вулкана. Справа на заднем плане — уступ с отметкой 3038 м, слева — 2900 м.  
Фото Н. В. Огородова

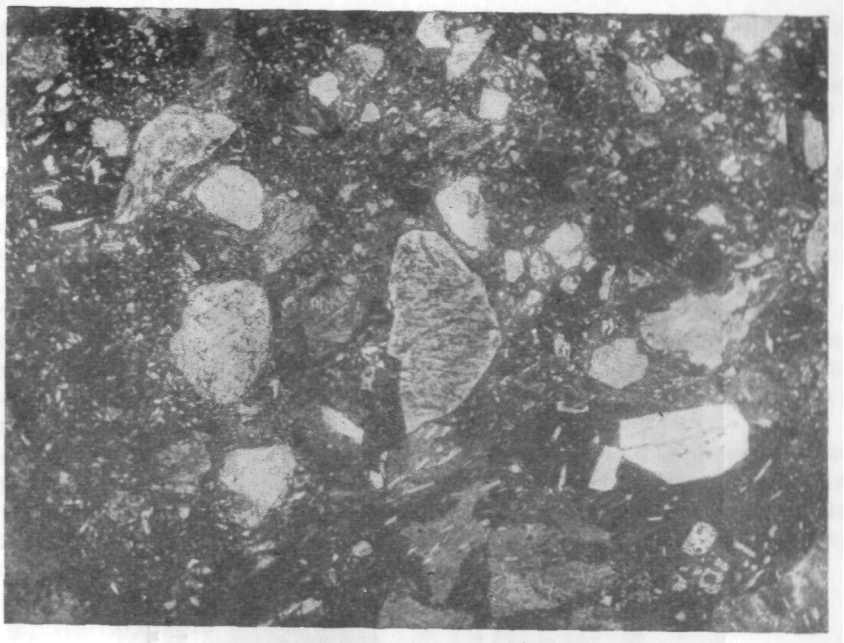


Рис. 15. Базальтовый туф (Кривой ледник).

Шл. 51 (1958); увел. 10; николи II

базальтов и их туфах. Мелкообломочные, охристые, ярко-красного цвета, туфы слагают тонкие слои. Элементы залегания этой пачки не вполне ясны, но, по-видимому, она лежит почти горизонтально.

Под микроскопом видно, что обломки в туфе сложены преимущественно оливинowym гиалобазальтом, непроницаемое темно-коричневое базальтовое стекло которого содержит вкрапленники полностью оруденелого оливина, свежего плагиоклаза и авгита (рис. 15).

В меньшей степени обломки состоят из базальта с вкрапленниками пироксена и оливина.

По восточному склону ледника в его нижнем конце выходят те же породы; в андезитах видна неправильная отдельность, местами шаровая. Вдоль правого борта ледника за осыпями тянутся выходы коренных обнажений этой лавы в виде гребня.

На контакте базальтов и кислых лав молодого потока залегает слой обсидиановой брекчии с обломками базальтов, их шлаков и авгитовых андезитов.

В правом борту Кривого ледника в гребне ниже поворота ледника обнажаются выходы оливинowych базальтов и их туфов, перекрытые авгитовыми андезитами. Пласты лав и пирокластике залегают согласно, падают периклинально под углом  $13^\circ$ . В нижних частях этого гребня (т. е. ближе к северному концу Кривого ледника) залегают оруденелые оливинowe плитчатые базальты с мелкой отдельностью и слои ярко-красных охристых базальтовых шлаков. Под микроскопом в породе хорошо различимы вкрапленники сильно оруденелого оливина, а также оливина, замещенного идингситом красно-коричневой окраски. В меньшем количестве во вкрапленниках наблюдается авгит, зерна которого значительно опацитизированы. Многие вкрапленники катаклазированы. В отдельных участках туфы неравномерно ожелезнены, в основной массе их обломков развиты цеолиты и хлорит — новообразования, связанные, по-видимому, с воздействием гидротерм.

Ниже по борту Кривого ледника видны обрывы западного края потока кислых лав (с отметкой 2157 м). В кислой лаве, сложенной пироксеновым риолито-дацитом, видны крупные обломки оруденелого оливинового базальта.

На оруденелых базальтах лежат красные охристые туфобрекчии с обломками черного пористого роговообманково-гиперстенового андезита, переслаивающиеся с пластами очень основного авгитового андезита. Под микроскопом видно, что обломки андезита из брекчий содержат вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки и гиперстена. Плагиоклаз переполнен мельчайшими включениями светло-бурого стекла основной массы.

Выше по тому же гребню вдоль ледника выходят серые пироксено-оливиновые базальты, переслаивающиеся с туфобрекчиями. Базальты сильно плитчатые, разбиты мелкой отдельностью, туфобрекчии красноватые, с мелкими обломками темного и зеленоватого цвета. Размер обломков в туфобрекчии от 1 до 20 см, преобладают мелкие обломки. Средние части разреза молодого вулканического конуса наблюдаются в верхней части долины Кривого ледника. Ледник раздваивается, обтекая высокую скалу, и спускается в виде Кривого ледника, образуя вокруг нее ледопады, прорезанные громадными изогнутыми трещинами. В их стенках виден слоистый зеленоватый лед. Здесь, у поворота Кривого ледника на западном склоне его долины среди большой осыпи видно большое количество отдельных гривок пористого авгитового андезита. Под микроскопом в лаве основного облика видны грубомикролитовая структура и вкрапленники авгита и лабрадора.

В правом борту Кривого ледника эти породы выходят в верхней части описанного выше гребня, тянущегося вдоль ледника. Верхняя часть гребня сложена плитчатыми дупироксеновыми андезитами и их шлаками. В лавах местами видна шаровая отдельность. Под микроскопом эти лавы представляют собой дупироксеновые андезиты. Авгито-гиперстеновый андезит характеризуется резким преобладанием во вкрапленниках плагиоклаза и гиперстена, типичной гиалопилитовой структурой. В разностях, богатых авгитом, развита пилотакситовая структура. Плагиоклаз вкрапленников представлен лабрадором № 50—57 (табл. 9).

Таблица 9

**Оптические свойства плагиоклаза из авгито-гиперстенового андезита**

№ шлифа	$\lambda_g$	$\lambda_p$	$\Phi_m$	$\Phi_p$	%An	Примечание
126	36			12	50	Периклиновый двойник
	—	68	25	—	57	Альбитовый двойник
	20	—	26	—	56	То же
126а	16	—	30	—	52	» »
	—	73	26	—	53	» »
	20	—	25	—	56	» »

Оптические свойства гиперстена:  $2V = -64^\circ (+)$  и  $-65^\circ (+)$ ; авгита;  $2V = +53^\circ (+)$  и  $+52^\circ (+)$ ; угол погасания  $cNg = 38-40^\circ$ . Вкрапленники плагиоклаза замещены местами новообразованиями, образующими в них сетку тонких жилочек. Судя по показателю преломления, равному 1,46, и очень низкому дупреломлению, это — опал, образовавшийся вследствие слабой фумарольной деятельности вулкана. В неизмененных кристаллах плагиоклаза видна прямая зональность

с небольшим количеством зон. У верхнего края ледника возле ледопавов наблюдается периклинальное падение пород под углом  $13^\circ$ .

На р. Голдовить этим пачкам андезитов и их туфов соответствуют породы верховой реки. Возле скалы-ледореза в левом борту Кривого ледника находится высокая стена скалы с отметками до 300 - 400 м. Она сложена слоистыми андезитовыми туфами, образующими слои мощностью 2—3 и до 20 м, переслаивающиеся с авгитовыми андезитами основного типа (нижняя часть скалы), а также с двупироксеновыми андезитами. Андезиты — зеленоватые; под микроскопом в них видны неправильные миндалины, заполненные зеленым хлоритом, опалом и халцедоном. Кое-где основная масса слабо замещена хлоритом. Эти вторичные новообразования, несомненно, связаны с близостью небольшого фумарольного поля (над Кривым ледником). Внизу обнажения они сопровождаются тонкими слоями черных пузыристых шлаков. Характер вкрапленников плагиоклаза в двупироксеновых андезитах приведен в табл. 10.

Таблица 10

**Оптические свойства плагиоклаза из двупироксенового андезита**

№ шлифа	$\lambda_g$	$\lambda_p$	$\Phi_m$	$\Phi_p$	%An	Примечание
172а	40	61	28	20	58	Периклиновый двойник
	22				58	Альбитовый двойник
	20				66	То же
					57	» »

Оптические свойства гиперстена:  $2V = -66^\circ (+)$ . Туфы андезитового состава имеют игнимбрито-подобный облик, представляют собой литофицированные породы с параллельно ориентированными уплощенными обломками. Под микроскопом в них наблюдается обломочное строение. К северу от высокой стены выходят скалы и гребень андезитовых туфов; над вершиной гребня лежит толща красноватых полосчатых дацитов с крупноглыбовой отдельностью, падающая в верхнем гребне у ледника на восток под углом  $40^\circ$ . Эти лавы содержат крупные гомеогенные включения. В андезитах наблюдается падение на восток под углом  $15-25^\circ$ . На правом склоне долины ледника под скалой-ледорезом залегают те же измененные двупироксеновые андезиты и их туфы. Они падают на восток под углом  $20^\circ$ . Из приведенного описания видно, что склоны молодого вулканического конуса имеют периклинальное строение. Оптические свойства авгита двупироксеновых андезитов (шл. 173а, 1957 г.):  $2V = +53^\circ (+)$ ,  $+54^\circ (+)$ . Оптические свойства гиперстена;  $2V = 68^\circ (+)$ .

Против уступа лавового плато — Бараньего гребня — над останцом правобережной террасы в основании выходов молодых кислых лав прослеживаются пласты лав и шлаков, аналогичных таким же породам, выходящим у нижнего конца Кривого ледника. В долине р. Голдовить эти породы залегают на более низком гипсометрическом уровне. Река огибает северный край мощного потока кислой лавы, в основании борта которого видны пласты брекчированных черных андезитовых лав, переслаивающихся с прослоями обохренных шлаков; обломки в них сложены теми же черными андезитами. Падение пачек брекчированных пород к югу под углом около  $22-25^\circ$ , т. е. к вершине молодого вулканического конуса.

Примерно в 3—3,5 км севернее, в истоках р. Голдовить, к поверхности конуса выноса, материал которого слагает речную террасу, спускается северный склон гребня с топографической отметкой 3038 м. Склоны его опираются на прислоненную к нему верхнюю террасу р. Голдовить. Пласты (потоки) роговообманково-авгитовых андезитов мощностью 3—6 м переслаиваются здесь с туфами и туфобрекчиями андезитового состава, обломки в которых сложены красным пористым шлаком. Контакты прослоев туфов и туфобрекчий извилисты, местами пирокластика заполняет карманы в пластах андезита. Цемент туфобрекчий красного цвета, ожелезненный. Туфобрекчий и туфы резко преобладают над лавовыми пластами. Лавы сложены плотными, грубоплитчатыми или брекчированными андезитами. На уровне поверхности северного края террасы залегают красные, очень сильно брекчированные андезиты с неправильной отдельностью, местами такситовые. В них наблюдается падение к северу под углом 25° (периклинально, кое-где азимут падения изменяется до 310°, а угол падения колеблется от 20 до 25°). Такситовые полоски вытянуты в меридиональном направлении и на северо-запад 340°. Немного севернее в ущелье восточного притока выходят красные и серые андезиты, падающие на северо-запад 340° под углом 35°. На террасе р. Голдовить на их эродированной поверхности лежат белые дациты молодого лавового потока кислой лавы.

В этих дацитах встречаются ксенолиты пористых андезитов молодого вулканического конуса в виде глыб размерами до 20 м. Кристаллолитокластические туфы этого конуса, переслаивающиеся с его лавами, имеют андезитовый состав, сложены мелкими угловатыми обломками роговообманково-пироксенового или дупироксенового андезита и цементом, состоящим из тонко размельченного материала того же состава. Вкрапленники состоят из зонального плагиоклаза, роговой обманки, пироксенов. В плагиоклазе зональность прямая, обычно присутствует несколько тонких зон. Кристаллы роговой обманки местами частично диссоциированы, псевдоморфозы сохраняют форму первоначального кристалла. Центральная часть его сложена неизменной базальтической роговой обманкой, края представляют собой тонкозернистый агрегат рудных зерен, мелких зернышек ожелезненного гиперстена и мелких редких зерен плагиоклаза. Новообразования обычно ориентированы перпендикулярно граням большого кристалла роговой обманки.

На контакте лав молодого вулканического конуса и молодого потока кислой лавы, спустившегося вдоль правого борта долины р. Голдовить, в сильно брекчированных роговообманково-гиперстеновых андезитах залегают в различных направлениях короткие пирокластические жилы. Они выходят в пределах небольшого участка в истоках реки.

Гребень с отметкой 3038 м является самым высоким эрозийным уступом северного склона вулкана (рис. 16). Он круто, почти вертикально обрывается к югу, в сторону вершинного ледяного плато вулкана и к востоку, возвышаясь над Кривым ледником почти вертикальной неприступной стеной. Пологие склоны его спускаются к верховьям рек северного и западного склонов Ичинского вулкана. С южной стороны этот гребень обрамлен двумя самыми крупными ледниками северных склонов вулкана, склоны его разрезаны гигантскими ледниковыми карами. К верховьям рек Голдовить, Рассошина и к долине Кривого ледника от него тянутся дикие живописные скалистые гребни. Гребень 3038 м сложен перемежающимися слоями лав и туфобрекчий, образующих причудливые фигуры выветривания. Залегание пород периклинальное: в гребне, спускающемся к водоразделу Нюлканди и Правой Рассошины, пачки пирокластики и пласты андезитов падают под углом 24°; они залегают согласно, слабо изгибаясь. Южнее ледника, спускающегося в р. Рассошину, слои полого падают на запад под углом

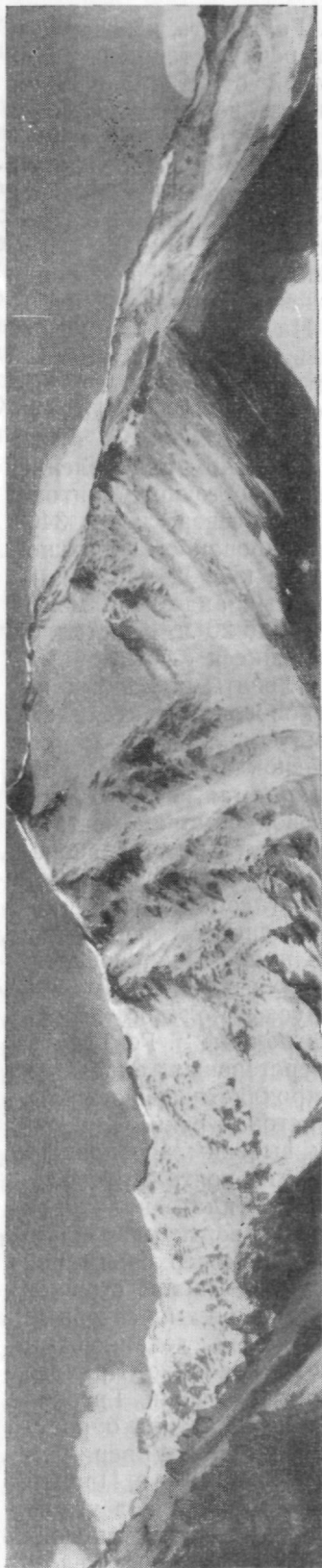


Рис. 16. Вид на вершину молодого вулканического конуса в северной части соммы Ичинского вулкана из верховий р. Голдовиты. Видны выходы причудливо-выветрелых туфобрекчий андезитового и базальтового состава, переслаивающихся с тонкими пластами лав. В правой части панорамы видно пологое периклинальное залегание пород.

Фото А. Е. Святловского

10—12°, падение пачек выветрелых туфов над истоками Голдовити на северо-запад  $340^\circ$  под углом  $24^\circ$  (до  $35^\circ$ ), падение в андезито-базальтовом гребне, обрывающемся к Кривому леднику, на восток под углом  $40^\circ$  (?).

Второй высокогорный эрозионный останец конуса, образовавшегося в сомме вулкана, увенчивает северо-восточные склоны Ичи; высота его достигает 2900 м. Он круто спускается к ледовому плато и обрывы его скал над плато значительно ниже, чем у выступа 3038 м. С запада у его подножия лежит Кривой ледник, к востоку он опирается на поверхность ледника, лежащего в верховьях долины р. Лагерной. Гребень имеет то же геологическое строение. В верхней части Кривого ледника возле его раздвоения измерено падение пород: азимут  $90^\circ$ ,  $\angle 20^\circ$ .

В стенках кара, врезанного в северо-восточный склон эрозионного останца конуса в сомме вулкана (с отметкой 2900 м), в истоках р. Гигилен выходят породы, слагающие верхнюю часть этого конуса. Они представлены периклинально падающей к северо-востоку слоистой толщей двупироксеновых андезитов и их туфов и туфобрекчий.

Под микроскопом эти лавы содержат вкрапленники плагиоклаза (табл. 11) и авгита или авгита и гиперстена в тонкой андезитовой (гиалопилитовой основной массе) с темно-бурым свежим стеклом, местами непроницаемым, испещренным микролитами плагиоклаза. В пористых разностях наблюдается ожелезнение. В шлаках местами поры выполнены вторичными минералами. Иногда встречаются сильно стекловатые разности — шлаки гиалоандезитов, значительно ожелезненные.

Вкрапленники авгита образуют многочисленные, совершенно свежие одиночные кристаллы, местами с простыми двойниками. Оптические свойства авгита:  $2V =$  от  $+42$  до  $+55^\circ$  (+). Гиперстен встречается в небольших количествах в обычных кристаллографических формах.

Изредка образует сростания с авгитом. Зерна гиперстена обычно свежие, с заметным плеохроизмом, иногда слабо ожелезнены. Оптические свойства гиперстена:  $2V = (-65^\circ) - (-67^\circ)$ ;  $Ng - Np = 0,011$ ; содержание  $FeSiO_3 - 25\%$ .

Таблица 11

**Оптические свойства вкрапленников плагиоклаза из гиперстено-авгитового андезита**

№ шлифа	$\lambda_g$	$\lambda_m$	$\lambda_p$	$\Phi_g$	$\Phi_m$	$\Phi_p$	% An	Примечание
83		65				16	55	Альбитовый двойник
	34	—	—	—	—	16	54	То же
	—	—	28	—	20	—	53	Карлсбадский двойник
	—	40	—	46	—	—	54	То же
	14	—	—	—	27	—	50	Альбитовый двойник

Изучение разрезов нижних и средних частей северных склонов вулканического конуса, выросшего в сомме, показывает, что эта вулканическая постройка залегает на андезитах и андезито-дацитах соммы древнего андезито-дацитового вулкана и представляет собой типичный стратовулкан. Извержения его начались выбросами туфов и туфобрекчий андезитового и базальтового состава и постепенно сменились лавами и пирокластикой двупироксеновых андезитов с примесью рогово-обманково-пироксеновых андезитов. Отдельные пласты базальтов спорадически встречаются среди андезитов в средней части молодого вулканического конуса. Количество пирокластических выбросов, характерных для начала формирования вулканической постройки, резко сокращается в течение извержений: бурные эксплозии начала вулканической деятельности постепенно сменяются спокойным истечением лав. Поэтому в нижних частях склонов этого конуса преобладают туфобрекчии. верхние преимущественно сложены лавами.

Состав продуктов извержений меняется от оливинового базальта к авгитовым андезитам и двупироксеновым андезитам в высокогорной части конуса.

А. Е. Святловский (1959, 1960) обратил внимание на большое сходство строения и состава продуктов вулканического конуса и уступа Бараньего гребня, считая их единым геологическим образованием — поднятой глыбой четвертичного лавового плато. Действительно, существует сходство как в смене извержений продуктов основного состава кислотами, так и в распределении продуктов извержений по объему и вещественному составу в основании вулканического конуса. Обращает внимание повторение даже таких петрографических особенностей, как оруденение вкрапленников оливина и степень его. Различия в измененности лав, связанные с появлением хлорита и цеолита в базальтах Кривого ледника, объясняются близостью небольшого фумарольного поля к району Кривого ледника.

Следует также отметить, что разрез уступа Бараний гребень резко отличается от строения четвертичного плато.

Не вполне ясно положение пачки лав и пирокластики основного состава, выходящих над террасой в долине р. Голдовить к юго-востоку от Бараньего гребня, т. е. на противоположном склоне долины р. Голдовить. Эта пачка подстилает молодые кислые лавы и падает по направлению к вершине Ичинского вулкана.

## Межледниковый вершинный конус и его лавовые потоки

Конус, венчающий вершину Ичинского вулкана, эксцентрично смещен к его южным склонам и представляет собой второй, более молодой сомма-вулкан, в настоящее время покрытый ледяным панцирем. Южные, западные и юго-восточные склоны Ичинского вулкана залиты лавовыми потоками вершинного конуса.

Вершинный конус имеет правильную форму, его верхние, покрытые фирном, склоны наклонены под углом  $45\text{--}60^\circ$ , а нижние — еще круче, до  $90^\circ$ .

По наблюдениям, произведенным на вершине Ичинского вулкана и ее склонах Н. В. Огородовым и В. И. Белоусовым, строение вершины вулкана представляется в следующем виде.

Вершина Ичинского вулкана смещена на юго-восток по отношению к центру вулкана. Юго-восточные и южные склоны вершинного конуса довольно круты, угол наклона их достигает  $35^\circ$ , северные склоны пологи, у их основания расположена область питания долинных ледников, имеющая куполообразную форму и покрытая фирном. Вершина вулкана представляет собой плоскую поверхность, на которой имеются две возвышенности в форме куполов, расположенных в направлении, близком к меридиональному. Южный «купол» имеет правильную форму, абсолютная высота его  $3570\text{ м}$ , относительная — около  $150\text{ м}$ , диаметр его основания  $300\text{ м}$ . Северный «купол» значительно больше южного, абсолютная высота его  $3621\text{ м}$ ; он имеет плоскую вершину и характеризуется размерами  $300\times 400\text{ м}$ . На этой плоской вершине расположены, в свою очередь, три участка, которые возвышаются на  $10\text{--}12\text{ м}$  над ее поверхностью.

По р. Кетачан выше пирокластической толщи залегают серые и черные дациты, имеющие хорошо выраженную кубическую отдельность: величина «кубика»  $20\text{--}30\text{ см}$  в поперечнике. У начала снежников, заполняющих долину р. Кетачан, залегают те же серо-черные дациты, переслаивающиеся с маломощными пачками тонкорассланцованных светло-серых андезитов-дацитов. Эти грубоплитчатые андезито-дациты имеют такситовое строение, падение их на юго-восток иногда очень крутое, угол достигает  $70^\circ$ .

В агломератовых лавах юго-восточного склона вулкана на р. Кетачан встречаются участки с тонкопористым строением пемзовидного типа, местами видны глыбы пемзовидных дацитов, впаянные в агломератовую лаву потоков; эти участки часто характеризуются крупными газовыми пузырями, подобно агломератовым лавам р. Нюлканди.

В истоках р. Бабав в серых агломератовых андезито-дацитах потоков вершинного конуса наблюдаются гигантские глыбы шлакоподобного типа с бороздами на краях этих блоков. В долинах рек, стекающих со склонов вулкана, везде в такситовых лавах видны секущие их небольшие пирокластические жилки.

Во фронтальных частях агломератовых потоков такситовые полоски обычно расположены почти вертикально и чередуются с сильно пористыми прослоями.

Андезито-дациты содержат прослои туфобрекчий, обломки в которых сложены черными или светлыми андезито-дацитами. Размер обломков  $20\text{--}30\text{ см}$ . Обломки и цементирующие их андезито-дациты содержат большое количество гомеогенных включений. У скал, расположенных к востоку от снеговой вершины в ущелье, врезанном в ледниковое плоскогорье, выходят серые андезито-дациты с большим количеством вкрапленников плагиоклаза и очень крупными (до  $0,5\text{ м}$ ) гомеогенными включениями серого цвета.

Лавы молодого конуса сложены андезитом-дацитами и дацитами. На западном и южном склонах вулкана встречены потоки авгито-гиперстеновых и пироксено-роговообманковых андезито-дацитов; на юго-восточном — преобладают роговообманково-пироксеновые дациты. Дациты обладают светло-серым или светло-розовым цветом, стекловатой основной массой; развиты пемзовидные разновидности. Андезито-дациты — это такситовые или массивные породы красноватого, розовато-бурого или темно-серого цвета с обильными включениями плагиоклаза.

Под микроскопом андезито-дациты состоят из вкрапленников плагиоклаза, гиперстена, авгита, роговой обманки и светло-бурой стекловатой основной массы с тонкогиалопилитовой структурой, местами гранеллитовой. В пироксеновых разновидностях андезито-дацитов во вкрапленниках отсутствует роговая обманка, основная масса имеет типично гиалопилитовую структуру. В роговообманково-пироксеновых разновидностях основная масса более стекловатая, участки с развитием микролитов обладают мелкоперлитовой текстурой и сероватой окраской. Плагиоклаз образует крупные таблитчатые кристаллы, иногда зональные, представлен андезином № 44—45 (табл. 12).

Таблица 12

**Оптические свойства плагиоклаза андезито-дацитов вершинного конуса**

№ шлифа	$\lambda_g$	$\lambda_m$	$\Phi_m$	$\Phi_p$	% An	Примечание
112		58		5	45	Периклиновый двойник
	25	—	—	10	48	Альбитовый двойник
119	26	—	—	50	44	То же
	27	—	—	7	44	Микролит крупный
	7	—	28	—	44	Альбитовый двойник
	28	—	27	—	63	Зональный кристалл: ядро, альбитовый двойник
	20	—	30	—	56	Край, альбитовый двойник

Гиперстен образует небольшие удлиненные призматические кристаллы, с резким плеохроизмом: по Ng — зеленоватый, по Np — розовый. С краев обычно зерна ожелезнены, иногда полностью замещены окислами железа. Оптические свойства:  $2V = -66^\circ (+^+)$ ,  $-65^\circ (+^+)$  —  $67^\circ (+^+)$ .

Авгит наблюдается в виде мелких короткостолбчатых зерен, значительно ожелезнённых. Оптические свойства: Ng =  $40^\circ$ ,  $2V = +54^\circ (+^+)$ ,  $+57^\circ (+^+)$ .

Роговая обманка (базальтическая) образует единичные крупные зерна. Оптические свойства ее:  $2V = -76^\circ (+)$ ,  $-73^\circ (+)$ . Местами роговая обманка значительно замещена мелкими рудными зёрнами, образует каймы вокруг кристаллов плагиоклаза и, в свою очередь, замещается гиперстеном.

В пемзовидных дацитах наблюдается тот же состав вкрапленников, стекловатая гранеллитовая основная масса и очень сильная тонкая пористость. Стекло местами содержит включения халцедона.

Водораздел рек Бабав и Кетачан в их истоках сложен мощными агломератовыми потоками светло-серых пемзовидных авгито-гиперстено-роговообманковых дацитов с крупноглыбовой отдельностью, сред-

незернистых, местами стекловатых. Под микроскопом породы характеризуются присутствием вкрапленников плагиоклаза, авгита, гиперстена и роговой обманки.

По составу плагиоклаз вкрапленников относится к андезину № 44—47 (табл. 13).

Таблица 13

**Оптические свойства плагиоклаза светло-серых пемзовидных дацитов вершинного конуса**

№ шлифа	$\lambda_p$	$\lambda_g$	$\lambda_m$	$\Phi_m$	$\Phi_p$	% An	Примечание
154	35	—	60	30	8	46	Вкрапленник, альбитовый двойник
	25				5	44	То же, периклиновый двойник
	13				9	47	То же, альбитовый двойник
	14		5		46	То же, бавенский двойник	
	26		6		40	То же, альбитовый двойник	
					45	То же	

Оптические свойства цветных минералов: для авгита  $2V=+56^\circ$  (+); для гиперстена  $2V=-62^\circ$  (); для роговой обманки  $2V=-71^\circ$  (+),  $-71^\circ$  ( +<sup>+</sup>),  $-73^\circ$  ( +<sup>+</sup>)  $cNg=10^\circ$ .

В этих породах в истоках Кетачана наблюдается очень много гомеогенных включений крупного размера.

Почти везде в лавах развита резкая и грубая флюидальность и такситовые текстуры, обусловленные перемежаемостью грубых светло-серых и темно-серых полос мощностью от 6 до 10 см.

Такситовые лавы также имеют крупноглыбовую отдельность, они повсеместно смяты в очень крупную плейчатость. Наибольшего размера (до 0,5—0,75 м) эта плейчатость достигает на водоразделе истоков рек Бабав и Ретачан. Лавы юго-восточного склона вулкана характеризуются большой вязкостью. Описываемые породы схожи с пемзовидными андезито-дацитами р. Нюлканди.

Ниже андезитов в истоках р. Бабав лежат потоки кислых такситовых лав. По трещинам, секущим их, залегает грубообломочная пирокластика того же состава. Такситовые полосы часто расположены вертикально; возможно, это части грубой крупной плейчатости во фронтальных концах лавовых языков. Часто они чередуются с прослоями шлаковой текстуры.

От вершины вулкана на юго-восток по азимуту  $110^\circ$  тянется скалистый массив, сложенный однообразными красными, черными такситовыми и темно-серыми массивными андезитами. Этот массив расчленен на островерхие возвышенности и, судя по морфологии, его поверхность является более древней, чем самые молодые потоки кислых лав экструзивных куполов. Высокие гребни к востоку от вершины Ичинского вулкана, а также грядки, спускающиеся по склонам вулкана, сложены серыми и красноватыми такситовыми андезитами.

Таким образом, лавовые потоки вершинного конуса Ичинского вулкана, спускаясь по склонам почти до подножий, маскируют его древнюю сомму. Потоки лав сложены главным образом андезито-дацитами, изредка андезитами. Иногда они перемежаются с маломощными прослоями туфобрекчий того же состава. Большую роль в строении вершинного конуса играют вязкие агломератовые лавы андезито-дацитового состава.

## Дайки

В бортах долин рек, пересекающих склоны Ичинского вулкана, залегают дайки, расположенные радиально или в направлениях, близких к радиальным по отношению к центру вулканической постройки.

В истоках р. Голдовить толща лав и пирокластики вулканического конуса, слагающая гребень с отметкой 3038 м, прорвана экструзивными роговообманково-гиперстено-авгитовыми дацитами, образующими тело удлиненной формы, вытянутое в северном направлении. Экструзия выклинивается к северу, оканчиваясь четырьмя взаимно-параллельными дайками различной мощности, которые также имеют простирание на северо-запад 340°. С породами, слагающими гребень 3038 м, экструзия образует интрузивный контакт. Дайки залегают среди очень сильно брекчированных андезитов. Наиболее мощная дацитовая дайка, разбитая поперечной отдельностью на горизонтально лежащие столбики («поленница дров»), имеет мощность около 10 м, падение на юго-восток под углом 80°. Дайка пересекает долину речки, проходя в толще андезитов, залегающей полого с падением к северу.

В северной части дайки наблюдаются небольшие жилки дацита протяжением в несколько метров и менее. Экструзия содержит небольшую линзу обсидиана, простирание ее меридиональное. Мощность 0,5—4 м.

Контакт андезитов с прорывающим их кислым лавовым потоком вертикальный, азимут простирания его 272°, а выше истоков Голдовити, в 250—300 м, — 75°.

От потока кислой лавы протягиваются жилы мощностью 10—12 м, сещающие толщу андезитов.

Здесь же, в долине Голдовити, в крайней правой составляющей ее, толща лав и пирокластики снизу прорвана небольшой куполовидной экструзией видимой ширины 25 м.

В ущелье р. Гигилен среди серых и красноватых такситовых и плитчатых риолито-дацитов молодого потока кислой лавы залегают вертикально падающая дайка мощностью до 2 ж, сложенная обсидианом. Она имеет восточное простирание, согласное с такситовостью риолито-дацитовых лав.

В правом борту Кривого ледника, возле скалы-ледореза среди туфов андезитового состава выходит дайка дацитов мощностью 3 м, ее простирание северо-восток 20°, падение на северо-запад 80°. В центральной части она сложена светло-желтыми дацитами, по краям — серыми.

Образование даек следует связывать с зоной радиальных трещин, оперяющихся кольцевые разломы, образовавшиеся в конце вулканической деятельности центрального типа по краю кальдеры соммы.

### Послеледниковые экструзивные куполы на склонах Ичинского вулкана и их лавовые потоки

Экструзивные куполы залегают на склонах вулкана, опоясывая почти непрерывным кольцом Ичинский вулкан (высоты с отметками 1725, 2580, 2157, 1936, 2361, 2350 м и т. д.).

Морфологически выраженные молодые экструзивные куполы расположены в верховьях р. Гигилен и истоках р. Нюлканди. Экструзивный риолитовый купол р. Гигилен имеет скорлуповатое строение и в высоту достигает примерно 150 м. Он частично перекрыт лавовым потоком, излившимся, по-видимому, из его вершинного кратера (рис. 17). Второй отчетливо выраженный купол имеет высоту около 40 м. Сложен тонкоплитчатыми гиперстено-роговообманковыми такситовыми риолитами.

Плоскости отдельности пород купола совпадают с направлением движения вязкой лавы; они расположены периклинально, под очень крутыми (до 60°) углами.

Оба купола расположены на склонах вулкана на высоте около 2000 м и предположительно приурочены к кольцевому разлому, проходящему по краю кальдеры соммы Ичинского вулкана. Формирование куполов на склонах Ичинского вулкана в последний период их роста сопровождалось излиянием потоков кислых, очень вязких лав. Верхние части потоков кислых лав расположены на этой же высоте. За исключением двух описанных выше куполов, других куполов не сохранилось, но их лавовые потоки хорошо выражены, обладают волнистой поверхностью с валами течения, отчетливо видными на аэрофотографиях. Потоки лежат высоко под долинами рек, пропиливающих склоны вулкана, и уступами спускаются к подножиям вулкана (рис. 18). К ним относятся лавовые потоки на северном склоне вулкана, расположенные западнее и восточнее рек Голдовить и Гигилен, где они перекрывают залежи спекшихся туфов и имеют сходство с уступами соммы (древняя сомма Эрлиха).

Лавовый поток рек Голдовить и Ледовой. В верховьях р. Голдовить, в борту долины ее правой составляющей, слоистая толща пирокластических пород перекрыта на высоте примерно 200 м над руслом реки пластами (потоками) пемзовидного биотитового стекловатого риолита (рис. 19, 20) и риолито-дацита серого цвета, тонкоструйчатого с сетью тонких ветвящихся неясных жилкоподобных участков. Порода пориста, стенки пор выстланы порошокатым белым минералом. Размер пор колеблется от 1 мм до 1 м в поперечнике. Мощность лавового потока составляет около 20 м; в лавах наблюдается крупноглыбовая отдельность. На поверхности потока расположены валы течения, указывающие направление движения лавы. Эти валы отчетливо видны на плановых аэрофотографиях.

Лавовый поток р. Нюлканди. В северо-восточном борту долины р. Нюлканди хорошо прослеживается строение самых молодых потоков северо-западного склона вулкана, излившихся в древнюю торговую долину и перекрывших в истоках р. Голдовить верхнюю террасу этой реки. Лавовый поток протягивается в северо-западном направлении между реками Нюлкандя и Голдовить; северо-восточный край его, упираясь в поднятый блок фундамента — Бараний гребень, — разделяется на два языка. Северо-восточный небольшой язык лежит на поверхности террасы р. Голдовить, а главный поток протягивается в северо-западном направлении. Северный крутой обрывистый уступ этого молодого лавового потока падает отдельными скалистыми ступенями в долину реки, текущей с Бараньего перевала.

Поток обладает хорошо сохранившимися морфологическими элементами. К ним относятся поперечные валы коробления полукруглой формы, обращенные выпуклой стороной по движению лавы, и глыбовая поверхность потока.

Северные уступы верхнего лавового потока сложены гиперстено-рогообманковым серым среднезернистым риолито-дацитом и риолитом. Порода имеет пемзовидный облик, очень легка. Лава неоднородна по составу, типично присутствие стекловатых обломков. Почти везде в северных концах потоков в лаве видны грубые такситовые полосы, вытянутые в направлении ее движения. Лавы имеют в отдельных участках обломочный характер; обломки линзовидной формы окрашены в тем-но-серый и черный цвета.

Местами наблюдаются участки пористого строения, которые трудно полностью оконтурить, но, по-видимому, это глыбы и крупные обломки пемзовидной сильно пористой лавы более кислого состава. Местами

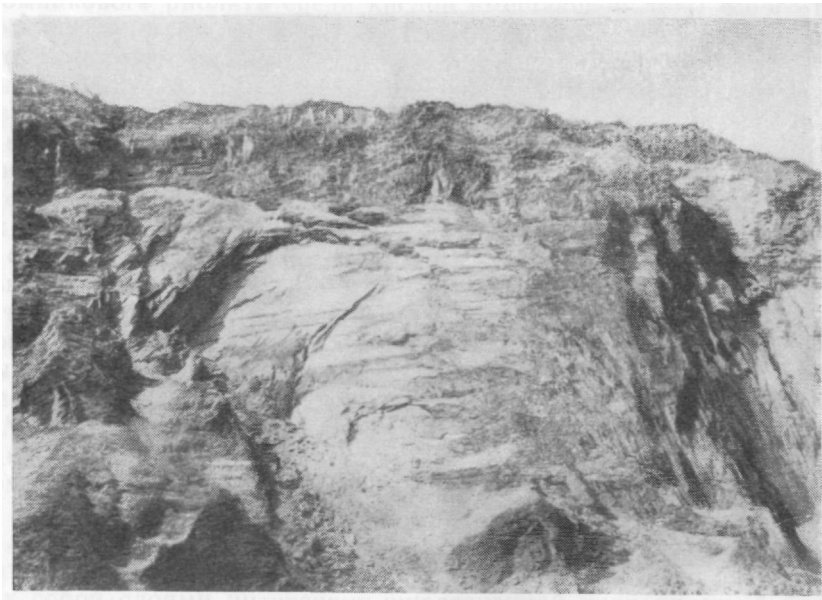


Рис. 17. Экструзивный купол с отметкой 2157 м, перекрытый своим лавовым потоком. Верховья р. Гигилен.

Фото А. Е. Святловского

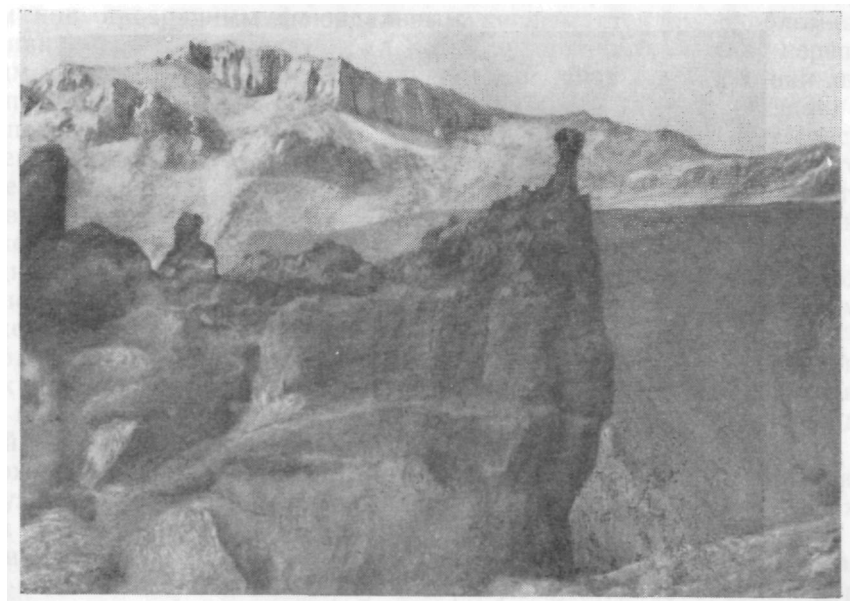


Рис. 18. Верхняя часть толщи спекшихся туфов со скальными выходами обсидиана. На переднем плане толща туфов и лав конуса в сомме вулкана. Верховья р. Голдовить.

Фото Т. Ю. Марениной

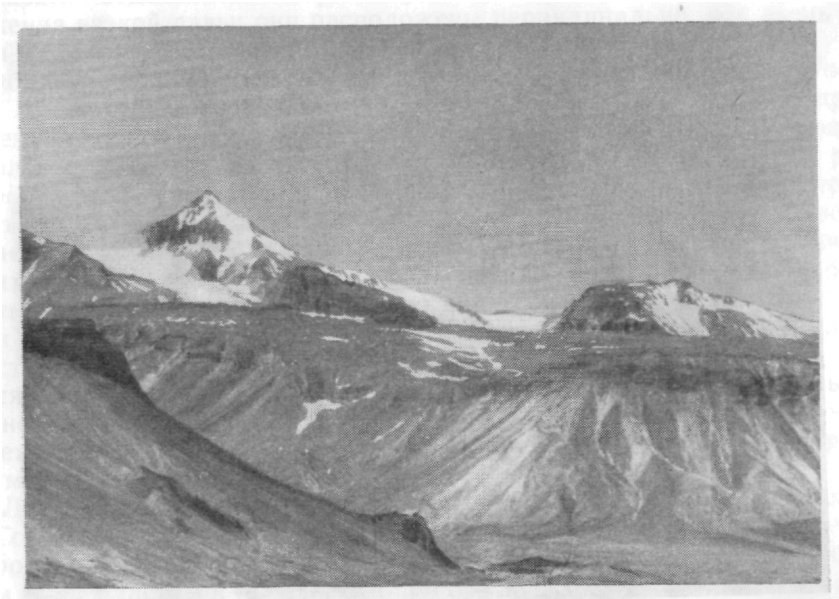


Рис 19 Поток кислой лавы (с отметкой 2157 м), перекрывающий спекшиеся туфы. На заднем плане (слева) - уступ конуса в сомме вулкана (3038 м).

Фото Н. В. Огородова

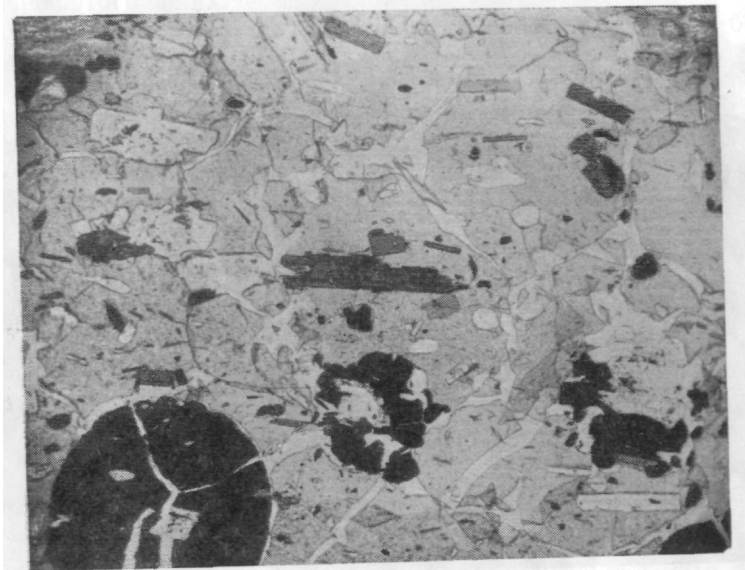


Рис. 20. Бiotито-роговообманковый сферолитовый риолит.

Шл. 258 (1958); увел. 10, николи II

видны многочисленные линзовидные обломки красного гиперстено-роговообманкового риолита среди кислой вмещающей лавы серого цвета. Под микроскопом в подобных породах видно неоднородное первоначально-обломочное строение.

Ниже по течению реки среди довольно однородной поверхности толщи изредка встречаются отдельные глыбы такого же строения; размер глыб меньше, они впаены в лаву «потока». Размер таких глыб крученной и слоистой лавы около  $1 \times 2$  м.

Этот молодой поток состоит из трех перекрывающих друг друга лавовых потоков, общая мощность которых превышает 100 м.

В основании толщи залегают серые среднезернистые тонкоплитчатые андезиты. У поверхностей потоков андезиты постепенно становятся такситовыми, отчасти пемзовидными: розовые полоски, часто имеющие линзовидный характер, чередуются в них с серыми, серо-черными и черными полосками.

Верхний слой потока сложен стекловатым андезитом мощностью до 1 м. Молодые потоки сложены розово-красными и светло-серыми пемзовидными дацитами с крупноглыбовой отдельностью и остроугольным сколом, перемежающимся с плоско- и грубоплитчатыми серыми дацитами, местами груботакситовыми. В верховьях р. Нюлканди с крупных плит лавы низвергается водопад высотой около 80 м; плотные лавы препятствуют дальнейшему врезанию реки. Потоки четко разграничены между собой слоями интенсивно ожелезненной вулканической брекчии, в которой обломки светлого обсидиана сцементированы темным до черного обсидиановым стеклом (гиалокластикой). Мощность этих слоев колеблется от 0,5 до 2 м. Обсидиановая брекчия разбита многочисленными трещинами, расположенными под углом к поверхности потоков.

Под микроскопом цемент брекчии сложен гранеллитовым бледно-бурым или прозрачным флюидальным кислым стеклом с обломками обсидиана. Обломки угловатые, сложены прозрачным стеклом, переполненным кристаллитами и содержащим редкие микровкрапленники авгис с крупными зернами рудного минерала. Роговая обманка замещает гита, гиперстена, роговой обманки и биотита. Пироксен образует сростки перстен, корродируя с краев его кристаллы. Кристаллы гиперстена окислены и на концах граней приобрели буроватую окраску. Плагиоклаз вкрапленников прозрачен, содержит много мелких неправильных включений прозрачного светло-бурого стекла.

Одновременно с формированием куполов, по-видимому, происходит обрушение верхних, разламывающихся частей, причем крупные обломки и даже глыбы этой непрерывно образующейся коры разламывания попадают в лаву, вытекающую из-под купола. Присутствие в верхних частях лавовых потоков экструзивных куполов подобных обломков и глыб, насыщенных гомеогенными включениями, очень характерно для вязкой кислой лавы этих потоков.

Можно провести аналогию между извержениями, образовавшими экструзивные куполы и самые молодые лавовые потоки, и извержениями вулкана Мерапи в Индонезии.

Эти извержения характеризуют собой магму, бедную газами, медленно поднимающуюся по жерлу и образующую грибообразный купол или даже языкообразные лавовые потоки. Извержение начинается взрывами, и рост купола может даже сопровождаться лавинами палящих туч. Типичных взрывов не происходит, так как содержание газов в магме невелико и давление газов низко. Палящие тучи также незначительны (Ван Беммелен, 1957).

## Послеледниковые побочные излияния на дне вулкано-тектонической депрессии

В южном секторе Ичинского вулкана расположена группа шлаковых конусов, составляющих небольшое шлаковое поле, среди которого можно выделить пять-шесть отдельных воронок взрыва. Шлаковые конусы группируются около конуса Сев. Черпук, за исключением одного из них, расположенного на юго-западном склоне вулкана, в верховье р.левой Рассошины. Он, по-видимому, приурочен к вулкано-тектоническому кольцевому разлому. От него прослеживаются два лавовых потока андезитового состава, имеющие небольшую длину, но значительную мощность.

Два конуса располагаются к юго-востоку от Сев. Черпука. Они сильно разрушены и представляют собой небольшие холмы шлакового материала. Их лавовые потоки задернованы и сильно разрушены речной сетью склона вулкана.

Несколько дальше расположены следующие три кратера. Все они морфологически сходны между собой.

Северо-восточнее Сев. Черпука, на склонах Ичинского вулкана располагается небольшое шлаковое поле, на поверхности которого можно выделить пять-шесть небольших конусов. Они располагаются по одной линии вдоль склона вулкана, общая протяженность которой составляет около 500 м. Размеры конусов примерно одинаковые и составляют в диаметре в среднем около 5 м. Ни один из них не дал лавового потока. В разрезах этого шлакового поля наблюдаются только шлаки, и местами встречаются небольшие куски лавы, но они имеют подчиненное значение.

Самым молодым и наиболее крупным шлаковым конусом Ичинского вулкана является Сев. Черпук. Внешняя форма его совершенно не затронута процессами эрозии, лавовый поток его заполняет современные речные долины. Этот конус представляет собой усеченную конусовидную постройку правильной формы, относительная высота которой достигает 300 м при угле наклона склонов 28—30°. Диаметр кратера составляет около 200 м, глубина — 70 м. Конус сложен шлаками, вулканическими бомбами, пеплом и небольшими кусками лав.

Лавы и шлаки сложены андезитами, на вершине конуса наблюдается глыбовая лава. Стенки кратера представляют собой развал глыб, дно кратера покрыто снежником. В долине реки, стекавшей с юго-западного склона вулкана, вследствие подпруживания ее лавовым потоком, образовалось большое озеро Черпук. Лавовый поток Сев. Черпука вытянут в виде узкого языка, длина которого достигает 12 км, ширина в среднем составляет около 200 м, а в начале потока и фронтальной части равна 800 м. По бортам потока, сложенного глыбовой лавой, прослеживаются валы, возвышающиеся над поверхностью небольшой выпуклостью.

## Пемзовые отложения р. Нюлканди

В истоках р. Нюлканди на склонах небольшой котловинки наблюдается 6—7 террас, сложенных белым пемзовым материалом риолитового состава. Общая мощность разреза около 20 м. В основании пемзовых террас залегают тонкие прослои белых и ожелезненных пемзовых песков с неокатанными обломками пемзы, чередующихся с прослоями галечника. Обломки пемзы имеют 20—30 см в поперечнике. Среди слоистых пемзовых отложений видны неокатанные обломки андезитов и темных риолитов Ичи, а также кусков литоидной грубой пирокластике. Неокатанные обломки пород этого состава усеивают дно долины реки.

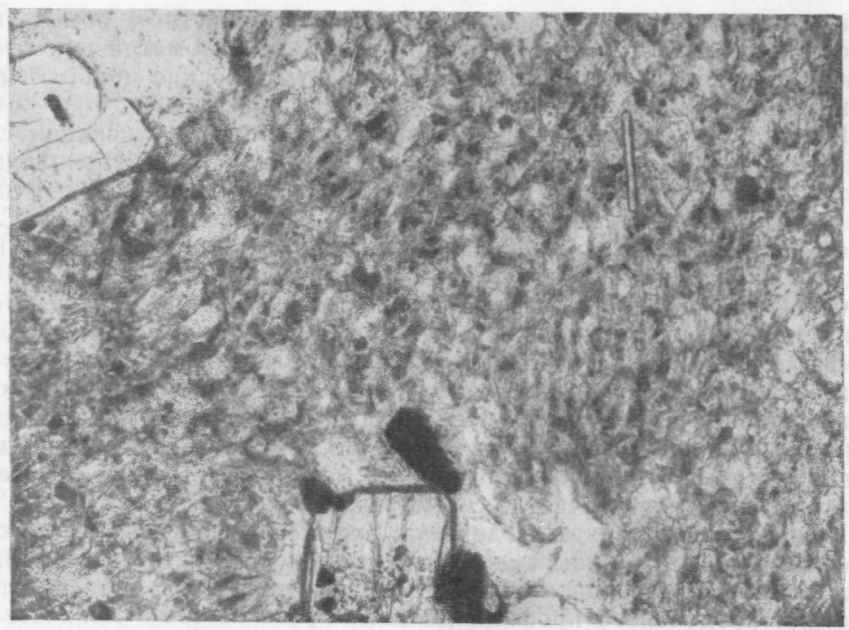


Рис. 21. Пемза.  
Шл. 86, увел. 70; николи ||

В основании пемзовых террас местами залегают ожелезненные пемзовые пески, пропитанные бурыми окислами железа. Этот охристый слой мощностью 20 см залегает только над галечником и, очевидно, образован благодаря окислению железистых минералов пород под влиянием воды.

В средней части разреза отложения террас сложены еще большим количеством неокатанных обломков лав и пемзы. В верхней части террасы, имеющей мощность около 8 ж, наблюдается горизонтальная слоистость пемзовых песков. Их слои мощностью 1—2 м разделяются тонкими прослоями более тонкозернистых песков, выступающих над поверхностью обнажения в виде бровок.

В верхней части разреза слоистость белых пемзовых отложений четкая, слои более мощные, чем в тонкослоистых нижних частях пемзовых террас. Слоистость везде параллельна поверхности пемзовых террас, слои лежат горизонтально. Местами видны прослой валунно-галечного материала мощностью 1—2 м, состоящие из окатанных и угловатых глыб лавы; мощность слоев различна, иногда они резко выклиниваются, сменяясь пемзовыми песками. Прослой валунно-галечного материала в низах разреза прослеживаются на протяжении нескольких десятков метров на одном уровне во всех террасах. Обломки пемзы тонкопористые, без волокнистости. На вершине экструзии, между реками Нюлкандя и Рассошина (к западу от пемзовых террас), залегает пемзовый туф белого цвета мощностью 5—6 м.

Под микроскопом видно, что пемза сложена тонкопористым прозрачным стеклом кислого состава с редкими небольшими вкрапленниками плагиоклаза и пироксенов. Прозрачные кристаллы плагиоклаза содержат мелкие включения бурого стекла; зерна авгита часто корродированы и диссоциированы, иногда образуют сростки с крупными рудными зернами. Гиперстен образует тонкие мелкие палочки, в которых слабо заметен плеохроизм и видна поперечная отдельность. Основная масса состоит из светло-бурого или бесцветного совершенно свежего

гранеллитового стекла, тонко и равномерно пористого, объем пор в котором составляет 50%. Поры обычно имеют изометричную форму. В стекле беспорядочно рассеяны микронолиты и редкие микролиты плагиоклаза (рис. 21).

Возраст пемзовых отложений устанавливается на основании следующих фактов. Пемзы, помимо речной долины в истоках Нюлканди, залегают также на вершине экструзии, давшей молодой лавовый поток. Этот поток лежит на террасе р. Нюлканди в среднем ее течении. Следовательно, пемзовые отложения моложе не только экструзии, но и долины Нюлканди.

Образование пемзовых террас можно представить следующим образом. Допустим, что выброшенный при извержении на склоны вулкана пирокластический материал был смыт и отложен в долине реки в виде горизонтальных террас. Пемзовые террасы находятся на обоих бортах речной долины на высоте примерно 1500 м над уровнем моря. Здесь долина расширяется до нескольких сотен метров. Река течет, прижимаясь к западному борту долины, сложенному молодой экструзией. На вершине экструзии залегают светло-серые рыхлые пемзовые пески.

Ниже по течению, там, где река течет среди потоков кислых лав, спустившихся по склонам вулкана, пемзовые террасы отсутствуют. Для аккумулятивных террас каждой реки характерна их зависимость от строения продольного профиля долины.

В «гидрографическом очерке» мы выяснили, что р. Нюлкандя имеет долину, образовавшуюся значительно раньше экструзий на склонах соммы вулкана, кислые лавовые потоки которых легли на террасы реки. Современный плавный в нижнем течении профиль равновесия реки был выработан в основном до вулканических извержений. Верховья реки являются более молодыми, река врезается в склоны вулкана в результате регрессивной эрозии. Аккумулятивные террасы формируются после образования предельного профиля равновесия и имеют продольный профиль, соответствующий продольному профилю русла реки.

Образование пемзовых террас относится к последнему этапу вулканической деятельности центрального типа. Следовательно, образование их путем речной аккумуляции исключается. Террасы, образованные речной аккумуляцией, должны были бы иметь вниз по течению Нюлканди продольный профиль, параллельный профилю русла реки. Но в действительности этого не наблюдается.

Если мы обратимся к другому вулкану Срединного хребта — вулкану Хангар, расположенному южнее, то мы найдем там объяснение условий образования широкого плоского подножия вокруг Хангара, сложенного пемзовыми отложениями. Там образование пемз происходило одновременно с обезглавливанием Хангара при вскипании кислой магмы, т. е. связано с вулканическими извержениями.

По сравнению с Хангаром на Ичинском вулкане залегают крайне малое количество пемз, но они возникли также в связи с деятельностью вулкана: пемзы были выброшены при выдавливании экструзивных масс кислого состава на склонах вулкана.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### Главнейшие этапы формирования рельефа Ичинского вулкана

Рельеф Ичинского вулкана, сформированный вулканическими процессами, эрозийной деятельностью и тектоническими проявлениями, испытывал много раз коренные изменения, протекавшие на фоне общего тектонического поднятия Срединного хребта. Ниже рассмотрены этапы перестройки рельефа Ичинского вулкана.

Рельеф района, существовавший до начала извержений центрального типа. Гористая поверхность лавового плато была прорезана реками, долины которых сохранились на их прежних местах. У некоторых рек, например Голдовити, направление стока было обратным. Древнее оледенение, игравшее в этот период большую роль, оставило следы в виде троговых долин, выработанных в толще плато.

Рельеф внутри котловины Ичинского вулкана после первого периода излияний центрального типа. В обширной вулкано-тектонической депрессии, шириной до 20 км, в первый период вулканических излияний центрального типа был образован вулкан, имевший форму широкого купола. После древнего оледенения сформировались троговые долины на склонах древнего вулкана. Образование вулкано-тектонической депрессии, и вулканические излияния в ней оказали влияние на режим стока района и вызвали перестройку древней речной сети. В настоящее время склоны депрессии и древнего вулкана сильно эродированы и трудно судить об их первоначальной форме.

Рельеф района после обезглавливания Ичинского вулкана. Морфология Ичинского вулкана и окружающей вулкан котловины, занятой эродированными остатками более ранних вулканических построек, сильно изменилась в течение короткого времени мощных взрывных извержений, разрушивших верхнюю часть Ичинского вулкана.

Когда закончились мощные взрывные извержения, на месте оледенелого конуса вулкана зияла огромная воронка кальдеры диаметром более 10 км. Склоны вулкана неузнаваемо изменились.

Мощные пирокластические отложения, образованные раскаленными лавинами, заполнили все неровности рельефа склонов вулкана и сравняли их. Они легли на склоны мощными толщами, образующими крупные уступы к подножиям вулкана. Распределение этих отложений было не везде равномерным, что, видимо, зависело от направлений, по которым устремлялись вниз серии раскаленных лав.

Рельеф района после образования вулканического конуса. Вулканический конус был построен излияниями лав и выбросами туфов эксцентрично у северного края кальдеры соммы, высота его достигала более 1 км.

В южной части кальдеры соммы вырос мощный конус, сложенный потоками кислых лав, перемежающихся с потоками агломератовых лав того же состава. В южной части вулкана потоки его скрыли склоны верхней части древней вулканической постройки.

Современный рельеф Ичинского вулкана и окружающей его котловины. После обезглавливания вулкана и прекращения бурных вулканических извержений наступил период эрозионной деятельности, соответствующий эпохе покоя вулкана. В кальдере соммы вулкана рыхлые пирокластические отложения были сильно смыты, и поверхность кальдеры стала ровной. Реки, стекавшие со склонов Ичинского вулкана, возобновили свои старые долины, быстро углубившись в толщу пирокластических отложений, имевших мощность 100—200 м. На восточном склоне вулкана эрозия шла более быстрым темпом благодаря крутому падению речек, берущих начало на склонах вулкана.

Мощные толщи пирокластических отложений, бронированные молодыми лавовыми потоками, разрушались медленнее там, где эти потоки были шире и мощнее.

Вершина северного молодого вулкана, поднимавшаяся на высоту более 3000 м, была превращена в дикие гребни, увенчивающие в виде уступов северную часть Ичинского вулкана. Меж этих гребней

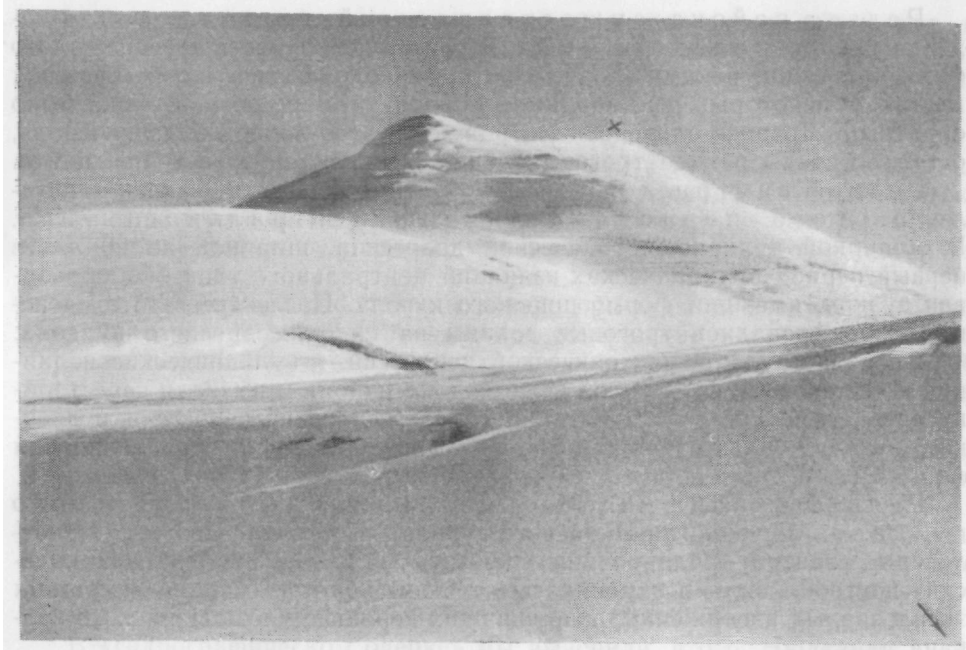


Рис. 22. Вершинный конус Ичинского вулкана с севера. Снято от подножия Пика 3038 м. Крестиком помечена наивысшая северо-западная точка Ичи. Слева от нее — северо-восточная вершина.

Фото А. И. Яцковского

спустились вниз ледниковые языки Ичинского вулкана, являющегося в настоящее время центром местного оледенения. Ледяной панцирь этого оледенения одел мощным покровом южный молодой вершинный конус, возвышающийся в кальдере соммы Ичи на 3620 м (рис. 22), и спустился на дно кальдеры соммы, образовав ровное, слабо наклонное к северу фирновое плато вершины вулкана.

Спускаясь со склонов мощного вулканического сооружения, высоко вздымающегося над гребнями Срединного хребта, реки, протекая по вулcano-тектонической котловине, прорезали глубокие ущелья, обрывы которых достигают сотни метров, вскрывая толщу четвертичного лавового плато.

Самые молодые шлаковые и лавовые конусы высотой до 1700 м, расположенные в пределах тектоно-вулканической депрессии Ичинского вулкана, образовали длинные лавовые потоки в современных речных долинах. Эти молодые вулканические постройки совершенно не эродированы; поверхность их лавовых потоков с бортовыми валами и валами течения свидетельствует также о чрезвычайно молодом возрасте вулканических проявлений к югу от Ичинского вулкана.

## ХИМИЗМ ЛАВ И ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

На векторной диаграмме показаны числовые характеристики составов вулканических продуктов (рис. 23), вычисленные по методу А. Н. Заварицкого.

Отдельные комплексы лав, разделенные периодами покоя, во время которых происходила гравитационная дифференциация, характеризуются особыми закономерностями магматического процесса для каждого эффузивного цикла.

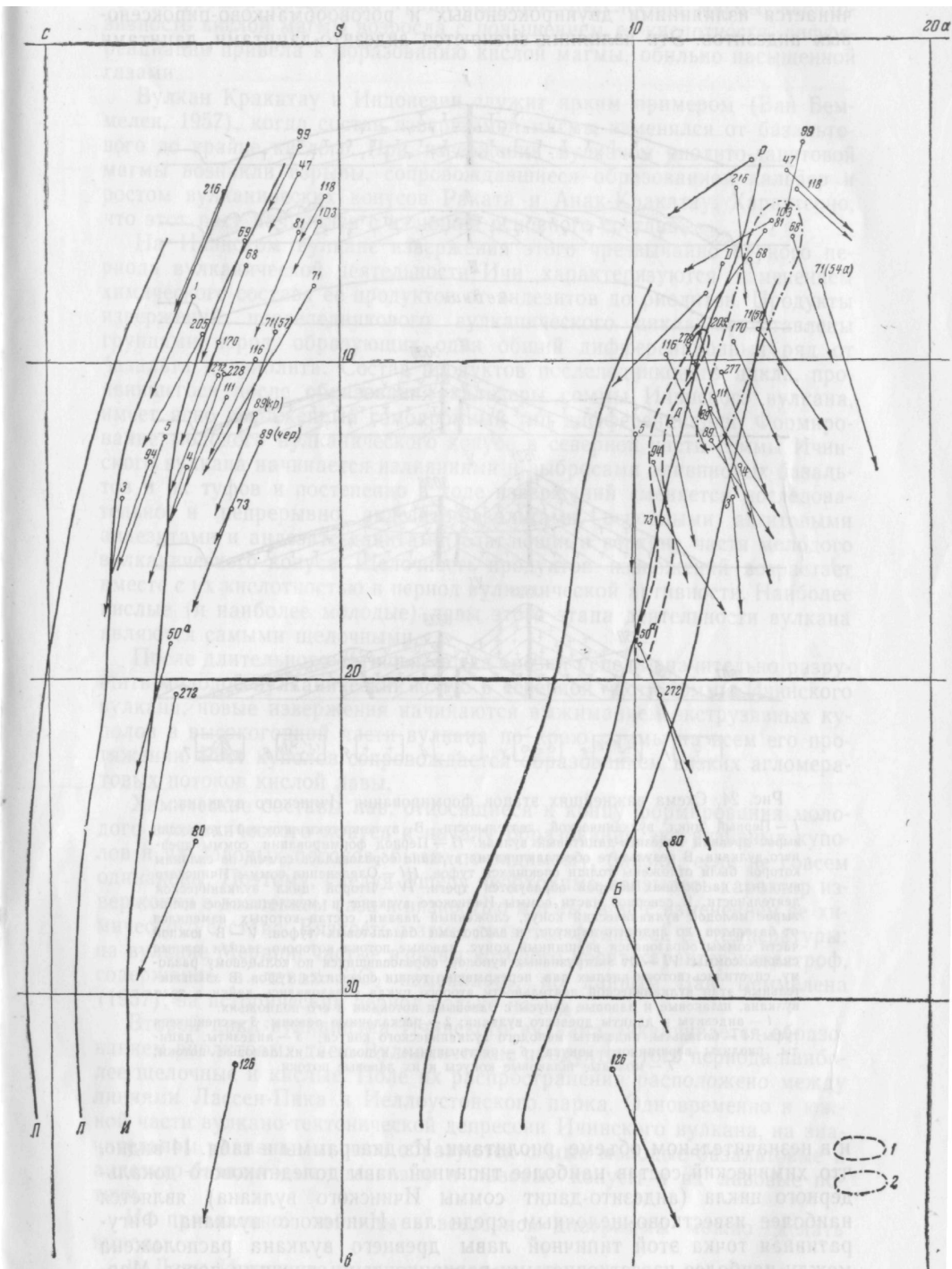


Рис. 23. Диаграмма химических составов пород Ичинского вулкана и его подножий (по методу А. Н. Заварицкого).

1 — молодой вулканический конус в северной части соммы Ичинского вулкана; 2 — образования, связанные с экструзивными куполами. Среднее по Дэли: Р — риолит; Д — дацит; А — андезит; Б — базальт. Вариационные кривые: П — Пеле; Л — Лассен-Пик; И — Иеллустонского парка

Формирование древнего андезито-дацитового вулкана (рис. 24) начинается излияниями двупироксеновых и роговообманково-пироксеновых андезитов. Эти излияния сменяются андезито-дацитами, дацитами

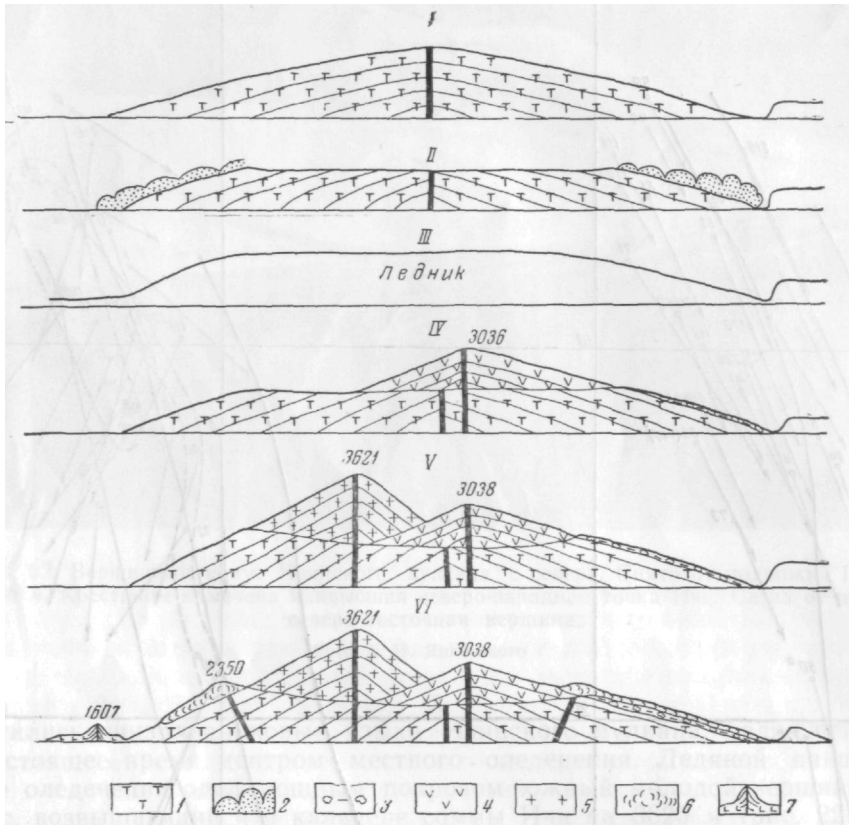


Рис. 24. Схема важнейших этапов формирования Ичинского вулкана:

*I* — Первый цикл вулканической деятельности. В вулcano-тектонической депрессии вырос древний андезито-дацитовый вулкан. *II* — Период формирования соммы древнего вулкана. В результате обезглавливания вулкана образовалась сомма, по склонам которой были отложены толщи спекшихся туфов. *III* — Оледенение соммы Ичинского вулкана, на склонах которой образуются трогов. *IV* — Второй цикл вулканической деятельности. В северной части соммы Ичинского вулкана в межледниковое время вырос молодой вулканический конус, сложенный лавами, состав которых изменился от базальтов до андезито-дацитов, и выбросами базальтовых туфов. *V* — В южной части соммы образовался вершинный конус, лавовые потоки которой залили южные склоны соммы. *VI* — От экструзивных куполов, образовавшихся по кольцевому разлому, спустились потоки кислых лав, перекрывшие толщи спекшихся туфов. В заключительный этап вулканической деятельности второго цикла образовались дайки в теле вулкана, шлаковые и лавовые конусы с лавовыми потоками в его подножьях.

*1* — андезиты и дациты древнего вулкана; *2* — раскаленные лавины; *3* — спекшиеся туфы; *4* — базальты, андезиты молодого вулканического конуса; *5* — андезиты, дациты, риолиты вершинного конуса; *6* — экструзивные куполы и их лавовые потоки; *7* — молодые шлаковые конусы и их лавовые потоки

и в незначительном объеме риолитами. Из диаграммы и табл. 14 видно, что химический состав наиболее типичной лавы доледникового докальдерного цикла (андезито-дацит соммы Ичинского вулкана) является наиболее известково-щелочным среди лав Ичинского вулкана. Фигуративная точка этой типичной лавы древнего вулкана расположена между наиболее известковистыми вариационными линиями пород Мартиники и Лассен-Пик.

Формирование древнего вулкана заканчивается образованием кальдеры, сопровождающимся раскаленными лавинами. В течение длитель-

ного перерыва произошло гравитационное расслоение магмы, эксплозивность кислой магмы возросла с повышением ее кислотности, дифференциация привела к образованию кислой магмы, обильно насыщенной газами.

Вулкан Кракатау в Индонезии служит ярким примером (Ван Бемелен, 1957), когда состав извергаемой магмы изменялся от базальтового до крайне кислого. При извержении вулканом риолито-дацитовый магмы возникли взрывы, сопровождавшиеся образованием кальдер и ростом вулканических конусов Раката и Анак-Кракатау. Характерно, что этот рост начинался с излияний основного состава.

На Ичинском вулкане извержения этого чрезвычайно бурного периода вулканической деятельности Ичи характеризуются изменением химического состава ее продуктов от андезитов до риолитов. Продукты извержений послеледникового вулканического цикла представлены группами пород, образующих один общий дифференционный ряд от Базальта до риолита. Состав продуктов послеледникового цикла, проявившегося после образования кальдеры соммы Ичинского вулкана, имеет ясно выраженный гомодромный тип дифференциации. Формирование молодого вулканического конуса в северной части соммы Ичинского вулкана начинается излияниями и выбросами оливиновых базальтов и их туфов и постепенно в ходе извержений сменяется последовательно и непрерывно андезито-базальтами, основными авгитовыми андезитами и андезито-дацитами, слагающими верхние части молодого вулканического конуса. Щелочность продуктов извержений возрастает вместе с их кислотностью в период вулканической активности. Наиболее кислые (и наиболее молодые) лавы этого этапа деятельности вулкана являются самыми щелочными.

После длительного затишья, когда эрозия успела значительно разрушить молодой вулканический конус в северной части соммы Ичинского вулкана, новые извержения начинаются выжиманием экструзивных куполов в высокогорной части вулкана по краю соммы на всем его протяжении. Рост куполов сопровождается образованием вязких агломератовых потоков кислой лавы.

Химические составы лав, относящиеся к концу формирования молодого вулканического конуса и началу образования экструзивных куполов и их лавовых потоков, были, по-видимому, близки, если не совсем одинаковы. Поэтому, следуя Эшеру необходимо связывать характер извержения с давлением газа и вязкостью магмы, а не с изменением ее химического состава. Вязкость магмы является функцией ее температуры: на вулкане Мерапи, частые взрывы которого носят характер катастроф, содержание в лавах  $\text{SiO}_2$  изменилось, по данным Ван Беммелена (1957), за исторический период только на 1%.

Второй цикл вулканизма Ичинского вулкана заканчивается образованием риолитовых даек. Вулканические продукты этого периода наиболее щелочные и кислые. Поле их распространения расположено между линиями Лассен-Пика и Иеллоустонского парка. Одновременно в южной части вулcano-тектонической депрессии Ичинского вулкана, на значительном удалении от него образуются самые молодые базальтовые и андезито-базальтовые шлаковые и лавовые конусы и их лавовые потоки.

Из приведенной таблицы и векторной диаграммы можно сделать выводы.

1. Лавы Ичинского вулкана характеризуют деятельность дифференцированного очага базальтовой магмы. После извержений лав основного состава главная деятельность вулкана проявляется в образовании пород, представляющих собой дифференционные ряды от андезитов до риолитов.

Породы Ичинского вулкана

Химичес

Окислы	№ обра													
	80	1	3	4	5	216	47	81	103	71 (1954)	116	50a	126	
SiO <sub>2</sub>	51,24	46,83	54,90	56,07	59,78	68,12	71,87	70,56	72,98	68,98	66,86	55,66	50,60	
TiO <sub>2</sub>	1,28	—	—	1,74	0,97	0,46	0,29	0,41	0,17	0,42	0,50	0,96	1,05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,89	20,5	20,23	17,09	15,81	15,90	14,01	14,30	14,01	12,75	12,80	16,17	13,35	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,76	6,10	3,42	2,59	1,15	2,00	2,56	1,27	1,72	1,44	4,89	5,06	5,05	
FeO	2,76	5,14	5,26	4,70	5,73	1,15	0,22	1,72	1,01	1,39	1,72	3,78	5,69	
MnO	0,14	Сл.	0,18	0,20	0,15	0,11	0,08	0,03	0,09	0,11	0,06	0,13	0,13	
MgO	6,72	6,20	3,11	2,68	3,10	1,03	0,53	1,13	0,50	2,85	1,74	4,46	10,32	
CaO	8,06	8,90	6,24	5,23	4,69	3,22	1,97	1,20	0,60	1,26	3,54	7,38	9,84	
Na <sub>2</sub> O	3,35	4,45	4,86	4,30	3,45	4,13	4,64	3,87	4,42	4,98	3,31	3,54	3,61	
K <sub>2</sub> O	2,52	1,69	1,44	2,45	1,35	3,14	3,93	4,24	3,98	4,77	2,71	1,56	1,32	
H <sub>2</sub> O-	0,01					0,07	0,12		0,02	0,12	0,22	0,55	0,04	
H <sub>2</sub> O+	0,46	0,16	0,54	0,20	0,24	0,13	0,21	0,65	0,68	0,19		0,99	0,28	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,19	0,11	0,04	—	—	—	1,04	0,17	0,20	
S	0,05	—	—	—	—	0,03	—	—	0,03	0,05	0,03	—	0,03	
Cl	0,10	—	—	—	—	—	—	0,05	0,02	0,09	0,03	—	—	
CO <sub>2</sub>	0,11									0,05	0,06	—	—	
Сумма	100,46	99,98	100,18	99,35	100,49	99,60	100,47	99,43	100,23	99,45	99,51	100,38	100,51	

Числовые

№ образца	Параметры											
	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	a'	Q
80	11,0	5,0	25,2	58,8	37,1	44,6	18,3	66,7	1,9	26,3	—	- 9 , 4
1	12,4	5,0	7,9	74,7	37,3	29,8	—	66,6	—	—	31,7	—
3	13,3	7,5	14,2	65,0	58,5	38,5	3,0	83,95	—	—	—	—
4	13,5	5,3	13,3	67,9	53,5	35,8	10,7	72,7				
5	10,0	6,0	12,3	51,7	54,59	44,25	—	72,28			1,15	
216	13,5	3,9	4,6	78,0	60,3	36,8	2,9	66,7	0,5	35,3	—	+25,1
47	15,2	1,4	4,1	79,3	58,0	19,3	22,7	64,3	0,3	51,6	—	+26,8
81	14,4	1,4	5,9	78,3	44,9	30,4	—	68,3	0,4	27,9	24,7	+26,4
103	14,7	0,7	5,6	79,0	56,3	13,8	—	62,8	0,2	39,0	29,9	+27,9
71(1954 г.)	16,3	0,9	7,6	75,2	20,7	60,3	19,0	61,4	0,4	3,4	—	+16,9
116	11,1	2,9	9,9	76,1	58,2	28,8	13,0	64,6	0,5	41,1	—	+27,1
50a	10,1	5,9	18,9	65,1	43,2	39,9	16,9	76,7	1,3	23,4	—	+ 4,1
126	9,2	3,7	32,2	54,9	25,8	50,9	23,3	80,0	1,5	9,9	—	12,3
73	10,9	3,9	14,9	70,3	49,7	29,6	20,7	70,0	0,8	26,5	—	+14,9

и его подножий  
кий состав

эца															
73	94	205	228	111	68	118	69	170	71 (1957)	277	89 чер- ный	89 крас- ный	99	272	
61,14	59,18	62,51	63,59	63,64	66,47	71,37	65,88	64,00	66,28	64,10	62,78	62,78	71,38	54,55	
0,73	0,96	0,77	0,70	0,69	0,56	0,36	0,78	0,64	0,53	0,53	0,65	0,58	0,29	1,34	
14,12	17,21	15,71	15,61	15,59	15,32	12,73	16,43	16,25	14,05	15,96	13,48	13,56	14,29	16,65	
4,67	2,60	3,20	3,14	2,98	2,35	1,66	1,45	3,18	3,68	3,68	3,56	4,73	2,51	2,75	
3,56	3,96	2,21	2,49	2,52	1,93	1,90	1,88	2,00	1,95	1,62	2,85	1,15	0,28	5,32	
0,11	0,11	0,11	0,10	0,07	0,10	0,06	0,08	0,18	0,10	0,08	0,07	0,07	0,11	0,13	
2,59	3,07	1,86	2,30	1,85	1,40	0,43	1,41	1,92	1,73	2,40	2,25	2,24	0,44	5,72	
5,83	6,54	4,45	4,76	4,48	3,28	1,20	3,30	4,58	3,62	4,84	4,51	4,50	1,21	7,47	
3,47	3,43	3,37	3,86	3,87	4,52	4,39	4,99	4,31	4,54	4,08	3,80	3,78	4,69	4,00	
2,29	2,04	3,00	2,44	3,03	2,75	4,30	3,07	2,72	3,03	2,77	2,86	2,67	3,95	1,34	
0,51	0,09	0,75	0,05	0,16	0,12	0,20	0,16	0,10	0,16	0,01	1,08	0,06	0,15	0,15	
0,42	0,11	1,51	0,37		0,53	1,80	0,45	0,41	0,53	0,36	0,08	0,25	0,37	0,43	
0,17	0,17	0,17	0,16	0,57	0,11	—	—	0,12	0,17	0,15	1,55	2,32	0,04	0,47	
—	0,02	0,01	0,02	—	0,02	—	—	—	—	—	0,15	0,07	—	0,08	
—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
99,61	99,49	99,63	99,59	99,55	99,46	100,40	99,88	100,41	100,37	100,58	99,67	99,50	99,71	100,4	

## характеристики

№ образца	Параметры												
	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	$\Phi$	<i>a'</i>	<i>Q</i>	
94	10,6	6,5	13,1	69,8	46,8	40,9	12,3	72,4	1,1	17,0	—	+11,9	
205	12,2	4,7	9,1	74,0	55,4	35,4	9,9	63,2	0,9	30,7	—	+ 18,9	
228	12,1	4,0	10,3	73,6	49,0	37,7	13,3	72,0	0,8	25,1	—	+19	
111	12,7	3,9	11,1	72,3	44,8	42,4	12,8	65,9	0,8	22,1	—	+ 15	
68	13,9	3,2	6,9	76,0	54,5	34,6	10,9	71,6	0,6	27,1	—	+ 21	
118	15,5	0,5	4,7	79,3	68,0	13,9	18,1	60,6	0,4	30,6	—	+ 27,1	
69	15,4	3,2	6,2	75,2	49,0	38,0	13,0	71,0	0,9	19,6	—	+16,4	
170	13,3	4,2	9,4	73,1	51,4	34,0	14,6	70,4	0,7	29,0	—	+15,4	
71(1957 г.)	14,2	9,0	2,2	74,6	44,8	31,3	23,9	69,5	0,5	34,3	—	+11,6	
277	12,9	4,1	10,3	72,7	45,1	38,6	16,3	68,7	0,5	30,0	—	+ 16,5	
89 черный	12,6	2,7	12,5	72,2	47,2	30,8	22,0	66,3	0,7	25,3	—	416,5	
89 красный	12,5	2,9	11,6	73,0	44,9	32,9	22,2	67,7	0,7	34,7		+ 18,1	
99	15,7	1,4	3,3	79,6	45,5	20,4		64,4	0,3	65,3	4,1	+26,4	
272	10,8	5,7	20,5	63,0	36,3	47,0	16,7	82,0	1,7	11,3	—	+ 1,8	

Примечания к табл. 14 см. стр. 64.

## Примечания

Древнее четвертичное лавовое плато

80—базальт из стенки вулcano-тектонической депрессии. Южное подножие вулкана. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко. 1 — базальт из лавового плато на западном склоне вулкана (По К. И. Богдановичу — западный склон соммы вулкана). 3 — лавовое плато восточного склона вулкана (По К. И. Богдановичу — вершина соммы с восточной стороны вулкана). 4 — лавовое плато в районе Б. Паяллана. Коллекция Э. Н. Эрлиха.

### Древние экструзии на дне вулcano-тектонической депрессии

216 — риолито-дацит древнего экструзивного купола (гора Гигилен) в северо-восточном подножии Ичинского вулкана. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 47 — такситовый риолит восточного склона западной экструзии из группы М. Паяллана. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 81 — риолит экструзивного купола к юго-востоку от Черпука. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко. 103 — риолито-дацит экструзивного купола в подножии Южного Черпука. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко. 71 (1954 г.) — риолит экструзивного купола на западном берегу озера к западу от южн. Черпука. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко.

### Сомма Ичинского вулкана

116 — андезито-дацит соммы Ичинского вулкана. Восточный склон вулкана, р. Бабав. Коллекция А. А. Самохина, 1951 г. Аналитик В. Г. Сильниченко.

### Молодой вулканический конус в сомме Ичинского вулкана

50а — андезито-базальт сомма-вулкана (северо-восточный склон). Лава, залегающая ниже толщи спекшихся туфов с высотной отметкой 2157 м. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 126 — оливиноый базальт молодого конуса в сомме. Северный склон останца с отметкой 3038 м, Кривой ледник. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик Е. П. Рябичкина. 73 — основной андезит северо-восточного склона молодого вулканического конуса. Кар в истоках р. Гигилен, выше fumaroles 1957 г. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 94 — андезит из северного склона молодого конуса, останец с отметкой 3038 м (истоки левого притока р. Голдовит). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 205 — андезито-дацит из верхней части молодого конуса выше fumarole поля на северном склоне вулкана. Коллекция А. Е. Святловского 1957 г. Аналитик В. П. Энман.

### Вершинный конус Ичинского вулкана

228 — андезито-дацит из вершинного конуса Ичинского вулкана на высоте 3200 м. Сборы Н. В. Огорода, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 111 — андезито-дацит из южного подножия вершинного конуса Ичинского вулкана. Верховья р. Правый Кетачан. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко.

### Образования, связанные с экструзивными куполами

68 — дацит из толщи туфов и туфобрекчий с отметкой 1936 м (северо-восточный склон вулкана). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 118 — риолит с западного склона толщи туфов и туфобрекчий с отметкой 1936 м (северо-восточный склон вулкана). Гребень над долиной р. Гигилен. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 69 — дацит из южного склона толщи туфов и туфобрекчий (северо-восточный склон вулкана) с отметкой 1936 м. Южная часть толщи. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 170 — андезито-дацит из нижней части толщи спекшихся туфов с высотной отметкой 2480 м (северный склон вулкана, верховья р. Голдовит). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 71 (1957 г.) — андезито-дацит из верхней части самого восточного молодого потока кислой лавы (восточный склон вулкана). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман. 277 — андезито-дацит из молодого потока р. Нюлканди. Коллекция Т. Ю. Марениной, 1958 г. Аналитик Е. П. Рябичкина. 89 — такситовый андезит (черные полосы) из толщи спекшихся туфов. Р. Кетачан, восточный склон вулкана. Коллекция Т. Ю. Марениной, 1958 г. Аналитик Е. П. Рябичкина. 89 — красный — то же, красные полосы.

### Дайки

99 — риолит из дайки в верховьях р. Голдовит (северный склон вулкана). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман.

### Самые молодые лавы шлаковых конусов

272 — андезито-базальт лавового потока, вытекшего из шлакового конуса Южный Черпук. Коллекция Н. В. Огорода, 1958 г. Аналитик В. П. Энман.

2. Щелочноземельный характер всех Ичинских лав выражен неотчетливо, что характерно для пород Срединного хребта, более щелочных, чем лавы Восточно-Камчатской зоны.

3. Резкое преобладание натрия над калием. Расположение векторов лав Ичинского вулкана на плоскости CSB по сравнению с векторами лав Восточно-Камчатской зоны свидетельствует о большом количестве калия в лавах Ичинского вулкана.

Эти особенности характеризуют зоны геосинклинали, режим которых приближается к платформенному.

## СОВРЕМЕННАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ИЧИНСКОГО ВУЛКАНА

Ичинский вулкан — единственный вулкан в Срединном хребте, который в настоящее время проявляет вулканическую деятельность, хотя она и выражена очень слабо.

До последних лет достоверных данных о вулканической деятельности Ичинского вулкана не было. Некоторые исследователи (К. Дитмар, К. И. Богданович) считали Ичинский вулкан недействующим; другие исследователи (А. Эрман, П. Т. Новограбленов, В. А. Ярмолюк) наблюдали выходы пара и газа. И только в последние годы благодаря более систематическому и тщательному изучению вулкана на его склонах были обнаружены две fumaroles.

В 1956 г. группа альпинистов при восхождении на вершину Ичинского вулкана обнаружила на его северо-восточном склоне первую fumarole (Эрлих, 1958). Эта fumarole располагается на высоте 2950 м в 200 м к юго-востоку от высоты с абсолютной отметкой 3038 м в эллипсовидной котловине размером 80x150 м. В котловине имеется воронка диаметром 25 м и глубиной 75 м, из которой интенсивно выделяются пар и газ.

Высота подъема пара и газа иногда достигает 250 м от устьевой части ледяной впадины, стенки которой покрыты серо-желтым налетом возгонов. Выделение пара происходит неравномерно, что, по-видимому, связано с обрушением льда со стенок воронки под воздействием тепла, которое выделяет fumarole. Таким образом, на поверхности мы наблюдаем только выход из-под льда fumarольных газов и пара и их тепловое воздействие на лед.

В 1957 г. при попытке подняться на вершину вулкана Н. В. Огородов обнаружил вторую fumarole на том же склоне на высоте 2800 м. В 1958 г. fumarole была более детально обследована.

Fumarole располагается в обширном распадке с крутыми бортами, имеющими меридиональное направление, в самой верхней его части. Распадок с юга и востока ограничивается громадными вертикальными стенками, которые огибают Кривой ледник. Fumarole представляет собой небольшое поле, которое возвышается на 5—6 м относительно дна распадка, размером 70x75 м. Выход газа в основном приурочен к двум узким участкам, которые располагаются по краям fumarольного поля и имеют меридиональное направление, т. е. соответствует направлению бортов распадка. В этих двух полосах имеется несколько десятков отверстий, из которых с шумом вырываются газы. Максимальная температура газа составляет 90°. Анализ газа показывает, что он на 98% состоит из пара, а остальные 2% — из газов, находящихся между собой в следующих соотношениях: 79,6% азота, 20,35% кислорода, 0,05% углекислого газа, 0,005% сероводорода (аналитик О. Г. Борисов). В конденсатах были сделаны только качественные определения, найдена сера, глинозем, магний, кальций, присутствуют фосфор и аммиак (аналитик Е. П. Рябичкина). На поверхности у выхода газовых струй в большом количестве наблюдаются отложения серы.

Породы в районе fumarола под воздействием сернистых газов и растворов превращены в цветные глины. Такие измененные породы наблюдаются на большой площади северо-восточного склона Ичинского вулкана и распространены, по-видимому, в основном на высоте 2700—3000 м. Эта зона приурочена к контакту главной вершины и высокогорной части вулкана.

Таким образом, в настоящее время Ичинский вулкан находится на сольфатарной стадии развития. Выходы газов на поверхность сопровождаются измененными породами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Беммелен, Ван. Геология Индонезии. ИЛ, 1957.
- Богданович К. И. Геологический очерк Камчатки. Пер. с нем. ИЛ. 1955.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Пер. с англ. ИЛ, 1949.
- Влодавец В. И., Пийп Б. И. Каталог действующих вулканов Камчатки. «Бюлл. Вулк. станции», № 25, 1957.
- Дитмар К. Поездка и пребывание в Камчатке в 1851—1855 гг., ч. I. Пер. с нем. СПб., 1901.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность западной Камчатки. «Труды ВНИГРИ», спец. серия, вып. 14. Гостоптехиздат, 1955.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. «Труды Лаб. вулк. АН СССР», вып. 10, 1955.
- Крашенинников С. П. Описание земли Камчатки. М.— Л., Изд. Главсевморпути. 1935.
- Меняйлов А. А. Извержение Швелуча в 1944—1948 годах. «Бюлл. Вулк. станции», № 18, 1953.
- Новограбленов П. Т. Каталог вулканов Камчатки. Изд. Русск. геогр. об-ва, т. 64, вып. 1, 1932.
- Огородов Н. В. Некоторые замечания об Ичинском вулкане. «Бюлл. Вулк. станции», № 30, 1959.
- Святловский А. Е. Атлас вулканов СССР. Изд-во АН СССР, 1959.
- Святловский А. Е. Ичинский вулкан в Срединном Камчатском хребте (очерк строения). «Труды Лаб. вулк. АН СССР», вып. 18, 1960.
- Эрлих Э. Н. Первосхождение на Ичинский вулкан. «Бюлл. Вулк. станции», № 27, 1958.
- Эрлих Э. Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, № 2.
- Яцковский А. И. «Ледовая fumarола» на Ичинском вулкане. «Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва», 1958, т. 90, вып. 1.
- Ishikawa T., Minato M., Kip o H., Matsumoto T., Yagi K. Welded tuffs and deposit of pumice flow and nuee ardente in Japan. XX session Congr. geol. Internal, 1956, Mexico, 1957.
- Martin R. C. Some field and petrographic features of American and New Zealand ignimbrites. N. Z. J. Geol. a. Geoph., 1959, v. 2, N 2.
- Westerveld J. Eruptions of acid pumice tuffs and related phenomena along the great Sumatra fault trough system. Proc. Seventh. Pac. Sci. Congr. N. Z., v. 2, 1953.