

Е. К. МАРХИНИН

## ВУЛКАН САРЫЧЕВА

### Введение

Вулкан Сарычева до последнего времени не был описан детально. Однако Г. С. Горшковым (1948, 1954, 1958) были выяснены основные черты его морфологии, строения и состава. В ряде работ приводились также краткие общие сведения о вулкане и его извержениях (Главацкий и Ефремов, 1948; Корсунская, 1958).

В сентябре-октябре 1960 г. автор в связи с происшедшим 30 августа извержением посетил вулкан Сарычева и в течение 20 дней проводил здесь исследовательские работы. Ему помогли топограф Л. А. Семенов и геофизик В. Н. Бушин. В камеральной обработке материала участвовали А. М. Сапожникова (спектральные анализы), В. С. Скорохова (химические анализы), Ю. М. Дубик (описание петрографических шлифов) и В. Б. Пугач (обработка магнитометрических материалов).

Несмотря на вынужденную кратковременность работы, был все же получен новый материал. В частности, автором составлена схема геологического строения вулкана, более детально освещено его геологические строения и петрография. Были впервые обнаружены и описаны выходы древних, по-видимому, третичных пород в фундаменте вулкана.

### Общие сведения

Вулкан Сарычева — самый активный вулкан Курильской островной дуги. Он расположен на о-ве Матуа, вытянутом в северо-западном направлении, перпендикулярном простираению Курильской дуги. Длина острова приблизительно 10 км, ширина немногим более 5 км. Самой высокой точкой здесь является вершина вулкана 1497 м. Конус его формирует почти весь остров. Только юго-западная часть острова сложена 15—20-метровой морской террасой. Под ней нами обнаружены древние, изогнутые в складки и пропилитизированные третичные (?) вулканические породы. Эти породы служат фундаментом вулкана Сарычева.

Остров Матуа находится приблизительно в центре Большой Курильской гряды. Вместе с островами Райкоке, Шиашкотан, Экарма, Чиринкотан, Харимкотан, Онекотан и Маканруши (на севере) и островами Расшуа, Ушишир, Кетой и Симушир (на юге) образует центральное звено Курильской гряды, ограниченное от северного и южного звена тектоническими разломами, в виде проливов Четвертым Курильским и Буссоль. Часто под названием Центральное звено Курильских островов понимают только острова Симушир, Кетой, Ушишир, Матуа и Райкоке. Несколько более широкая трактовка, которой придерживаемся мы, более правильна, так как она

включает группу островов, расположенных в центре Курильской гряды и характеризующихся специфическими чертами. Севернее о-ва Райкоке центральное звено островов пересечено крупным поперечным разломом, фиксирующимся глубоким проливом Крузенштерна. Возможно, наличие этих поперечных разломов, отграничивающих центральное звено в системе островной дуги, объясняются следующими особенностями.

1. Малой величиной центральных островов по сравнению с северными и южными. В большинстве они представляют собой отдельные, окруженные морем, вулканы, в то время как северные (Парамушир) и южные (Кунашир, Итуруп, Уруп)—это цепочки вулканов, сидящих на общем, поднятом над уровнем моря третичном фундаменте.

2. Очень ограниченным распространением на центральных островах выходов древнего фундамента.

3. Отсутствием (или очень ограниченным развитием) высоких (иногда 100 м и более) морских террас, широко распространенных на южных и северных островах.

Все это можно объяснить только некоторым отставанием в поднятии в последнее время центральных островов по сравнению с южными и северными. Курильскую дугу можно представить себе, таким образом, как бы слегка прогнутой в центре.

Отмеченные особенности центральных островов, естественно, в полной мере относятся и к о-ву Матуа.

**Фундамент вулкана Сарычева. Комплекс третичных пород.** Третичные породы, изверженные и вулканогенно-осадочные, обнажаются в обращенных к морю уступах мыса Юрлова. Выходы их протягиваются вдоль берега моря с перерывами на расстоянии приблизительно 7 км. Комплекс третичных пород подразделяется нами на условно миоценовые (Юрловская свита и дайковые образования) и предположительно плиоценовые породы (туфоконгломераты и базальты свиты Двойной).

Юрловская свита. Название свиты дано нами по названию мыса в юго-восточной части острова, где она обнажается. Изверженные породы Юрловской свиты представлены в основном сильно измененными пропилитизированными андезитами и андезито-дацитами и вулканогенно-осадочными породами андезитового состава. Породы дислоцированы, имеют крутые углы падения (25—30°) и основное общее простирание по азимуту 190—200°. Они разбиты многочисленными трещинами, часто окрашенными гидроокислами железа в бурый цвет. По плоскостям отдельности наблюдаются зеленые примазки хлорита. Местами толща пронизана тонкими (несколько миллиметров осветленными прожилками). Породы свиты прорваны метасоматически измененными дайками базальта и дацита (?). Общая мощность Юрловской свиты не менее нескольких сот метров.

Породы Юрловской свиты, по-видимому, аналогичны породам, слагающим северо-западную оконечность о-ва Кунашир. Возраст Юрловской свиты определяется нами условно как третичный, вероятно миоценовый, на тех же основаниях, как это было сделано ранее для о-ва Кунашир (Мархинин, 1958).

**Пропилитизированные андезиты.** Пропилитизированные андезиты Юрловской свиты макроскопически зеленовато-серые, плотные, с ясно различимыми порфиоровыми выделениями. Под микроскопом видно, что порода сильно изменена: и основная масса и вкрапленники замещены вторичными минералами. По сохранившимся реликтам феннокристаллов можно судить, что первоначально порода была сложена, помимо вулканического стекла, плагиоклазом, пироксеном, а также, по-видимому, роговой обманкой и рудным минералом. Комплекс вторичных минералов представлен хлоритом, серицитом, альбитом и кварцем.

Хлорит буровато-зеленый, слабо плеохроирующий, с низким двупреломлением с характерными синевато-серыми и фиолетовыми тусклыми цветами интерференции, замещает вкрапленники темноцветных минералов (а иногда и плагиоклаза). Хлорит также выполняет в породе мелкие неправильные трещинки и миндалины. В последних он иногда образует радиально лучистые агрегаты.

Серицит бесцветный в проходящем свете, с синими и желтыми второго порядка цветами интерференции, с малым углом оптических осей, замещает центральные участки вкрапленников цветных минералов и в значительной степени развит по плагиоклазам.

Альбит образует периферические оторочки вокруг измененных вкрапленников плагиоклаза и часто целиком замещает первичный плагиоклаз.

Кварц иногда выполняет небольшие миндалинки и образует скопления волнисто погасающих зерен.

Основная масса породы представляет собой агрегат альбита, кварца, хлорита, серицита и рудного минерала, иногда полностью замещенных вторичными минералами. Показатель преломления искусственного стекла данного образца  $n = 1,548$ , что соответствует содержанию  $\text{SiO}_2$  в породе около 60%.

Местами пропилитизированные андезиты интенсивно пронизаны жилками обычно в несколько миллиметров мощности плотной осветленной, почти белой породы. Под микроскопом эта сильно каолинизированная порода представляет собой темно-темно-бурую, непрозрачную, но пронизанную многочисленными порами массу.

На контакте с дайкой базальта порода отличается отсутствием пироксенов и наличием хорошо сохранившихся реликтов роговой обманки. Окраска пород зеленовато-серая, с заметными невооруженным глазом призматическими удлиненными кристаллами роговой обманки и вкрапленниками плагиоклаза. Роговая обманка по краям зерен и по трещинам замещена грязно-бурым хлоритом с большим количеством мелких выделений рудного минерала. В ядрах кристаллов роговой обманки иногда наблюдается кальцит. Плагиоклаз полностью замещен агрегатом хлорита, серицита и альбита. С периферии зерна измененного плагиоклаза окружены каймой прозрачного новообразованного альбита. Первично гиалопилитовая основная масса существенно замещена хлоритом и серицитом и содержит много пылевидных включений рудного минерала. По-видимому, в основной массе присутствует также каолинит.

В других местах характер изменения породы такой же, как и в предыдущих случаях, но степень изменения значительно меньше. Процесс изменения охватил полностью вкрапленники цветных минералов и лишь частично вкрапленники плагиоклаза и основную массу. Порода сохранила свою первичную порфиновую структуру с гиалопилитовой структурой основной массы. Для порфировых выделений цветного минерала характерны опацитовые каймы. По краям и трещинам спайности цветной минерал замещен буровато-зеленым пластинчатым или радиальнолучистым хлоритом. Центральные участки зерен замещаются обычно кальцитом, который чаще всего встречается в виде зернистого агрегата. Реже попадают кристаллики кальцита со спайностью по ромбоэдру и с полисинтетическим двойникованием. Цветной компонент основной массы также подвергся процессам хлоритизации и карбонатизации. Плагиоклазы вкрапленников и основной массы подверглись интенсивному процессу серицитизации. Показатель преломления искусственного стекла породы  $n = 1,550$ , что соответствует содержанию кремнекислоты около 59%.

Макроскопические пропилитизированные кварцевые андезитодаци-ты цоколя 20-метровой террасы имеют зеленовато-серую окраску,

с видными редкими вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз замещен вторичным альбитом. Реликты более основного плагиоклаза зональны, содержат включения стекла и частично замещены серицитом. Цветной минерал полностью замещен хлоритом и кальцитом. Основная масса состоит преимущественно из изометрических зернышек альбита и кварца и интенсивно хлоритизирована, что и обуславливает общую зеленоватую окраску породы. Породы и миндалинки заполнены зернистым кальцитом.

**Д а й к о в ы е о б р а з о в а н и я .** Секущие Юрловскую свиту дайки имеют, по нашим определениям, преимущественно северо-западное простирание. Углы падения их близки к вертикальным. Мощность обычно несколько метров. Они представлены породами из группы андезито-базальта и обеленными (?) дацитами.

Первые из них сильно изменены и в районе мыса Юрлова многочисленны. Встречена также межпластовая инъекция андезито-базальта темного цвета, тяжелая, плотная, иногда с крупными фенокристаллами.

У базальта из 7-метровой дайки, имеющей простирание  $300^\circ$  и вертикальное падение, цвет темный, зеленовато-серый. Порода эта плотная, с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза. Отдельные кристаллы плагиоклаза достигают в поперечнике 5—7 мм. Первичный плагиоклаз существенно замещен альбитом. Цветной минерал полностью замещен хлоритом и частично кальцитом. Основная масса представляет собой агрегат измененных зернышек плагиоклаза и хлорита. По всей породе распределены выделения рудного минерала большей частью неправильной формы. Показатель преломления искусственного стекла породы равен 1,604, что соответствует содержанию в породе кремнекислоты менее 50%.

Дайка (?) обеленного дацита имеет мощность 3—3,5 м. Простирание ее приблизительно  $105^\circ$ , азимут падения  $195^\circ$ , угол  $80^\circ$ . Тело белой породы производит впечатление дайки очень кислого состава, секущей Юрловскую свиту. Однако не исключено, что оно представляет собой зону сильного гидротермального изменения пропилитизированных андезито-дацитов. Порода подверглась исключительно сильной каолинизации. Простым глазом в ней видны редкие водянопрозрачные фенокристаллы кварца размером в поперечнике 2—3 мм. Основная масса породы состоит из непрозрачного, кажущегося черным в проходящем свете каолинита, мельчайших зернышек альбита и кварца. В небольшом количестве присутствуют серицит и хлорит.

**П л и о ц е н о в ы е (?) о б р а з о в а н и я** (свита Двойная). Сюда входят туфоконгломераты, андезиты и андезито-базальты. Северную оконечность мыса Юрлова обращенную к бухте Двойной, слагают грубые туфоконгломераты. Контакт этих пород с лежащими ниже скрыт, но возможно, что они залегают с угловым несогласием на породах Юрловской свиты. Слоистость в туфоконгломератах выражена очень плохо, и поэтому элементы их залегания выражены также неясно. Однако представляется, что толща в общем наклонена по азимуту СВ  $25\text{—}30^\circ$  и под углом  $5\text{—}15^\circ$ .

Туфоконгломераты внешне очень напоминают современные делювиально-пролювиальные накопления вулкана Сарычева. В них встречаются как окатанные, так и неокатанные обломки размером от нескольких сантиметров до 1 м, различной формы. Цвет обломков преимущественно черный и серый. Туфоконгломераты хорошо сцементированы. Цемент вулканогенный, песчано-алевритовый, серый. Состав обломков и цемента преимущественно андезитовый, андезито-базальтовый. В отличие от пород Юрловской свиты туфоконгломераты свиты Двойной процессам пропилитизации и вообще гидротермального и метасоматического изменения не подверглись и сохранили в общем свежий облик. Плиоценовый возраст туфоконгломератам там приписывается нами условно на том основании, что они несогласно перекрываются четвертичными террасовыми отложениями, мало изменены и,

по-видимому, несогласно перекрывают Юрловскую, предположительно миоценовую свиту.

Обломки в туфоконгломератах представлены двумя основными типами пород — роговообманковыми и пироксеновыми андезитами.

Макроскопически роговообманковый андезит светло-серый с зеленоватым оттенком. В нем различаются таблитчатые вкрапленники плагиоклаза и удлиненные игольчатые кристаллы роговой обманки. В шлифе видно, что фенокристаллы составляют около 50% всей массы породы. Вкрапленники плагиоклаза обычно имеют хорошо выраженные грани. В основном это толстые уплощенные по (010) кристаллы и более мелкие удлиненные по (100). Нередки также выделения плагиоклаза неправильной формы. Размеры фенокристаллов плагиоклаза варьируют от десятых долей до 3—4 мм. Для плагиоклазов характерно наличие многочисленных включений стекла, которые в зональных кристаллах особенно обильны на границах зон. Иногда включения наблюдаются только в ядрах фенокристаллов плагиоклаза, а периферийные участки остаются чистыми. Отдельные неправильной формы включения плагиоклаза встречаются в крупных зернах роговой обманки. Роговая обманка составляет около 25% вкрапленников. Обычная длина ее 0,5—2,5 мм. Формы кристаллов удлиненно-призматические. Хорошо развиты грани третьей призмы (ПО). Характерны двойники по (100) и по (001). Наблюдается отчетливый плеохроизм в бурых тонах:  $N_g$  — бурый,  $N_m$  — светло-бурый,  $N_p$  — желтовато-бурый. Края зерен роговой обманки опацифицированы. Иногда по роговой обманке наблюдаются полные псевдоморфозы рудного минерала, который составляет 1—2% вкрапленников. Идиоморфные кристаллы его редки, и в большинстве случаев он образует неправильные зерна. Основная масса породы представляет собой войлок микролитов плагиоклаза, сцементированных стеклом буроватого цвета.

Темно-серые, иногда почти черные обломки пироксенового андезита имеют либо витрофировую, либо гиалопилитовую основную массу, которая составляет от половины до двух третей объема породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом и авгитом. Размеры вкрапленников плагиоклаза изменяются от долей до 2 мм. Форма их таблитчатая. Характерно наличие включений черного стекла. Вкрапленники авгита составляют до 10% объема породы. Это обычно идиоморфные, изометричные таблитчатые кристаллы, нередко с зональной структурой и двойниковым строением,

**Андезитобазальты.** Несколько южнее выходов туфоконгломератов на берегу моря в ряде мест на мысе Юрлова обнажаются потоки андезитобазальта. Это темно-серые породы с порфировой структурой.

Местами вкрапленники преобладают над основной массой и представлены почти исключительно плагиоклазом (чаще всего в виде небольших таблитчатых кристаллов), содержащих мелкие включения стекла. Иногда встречаются сравнительно крупные (до 2 мм в поперечнике) округлые зерна плагиоклаза с ясно выраженным зональным строением. В таких зернах краевые зоны всегда состоят из чистого прозрачного плагиоклаза, а включения стекла сосредоточены главным образом на границах зон и в центральных частях вкрапленников. Особенностью породы является очень небольшое содержание цветного минерала, который представлен мелкими (около 0,3 мм) призмочками ромбического пироксена. В массе породы рассеяны также мелкие зернышки магнетита. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру и состоит из микролитов плагиоклаза и темного непрозрачного стекла. Показатель преломления искусственного стекла породы равен 1,568, что соответствует содержанию приблизительно 54%  $SiO_2$ .

Возраст их, так же как и возраст туфоконгломератов, определяется условно как плиоценовый в связи с тем, что они древнее четвертичной 20-метровой террасы, но моложе Юрловской толщи. В некоторых обнажениях

видно, что потоки андезито-базальта заполняют эрозионные врезы в породах Юрловской свиты.

**Рыхлые отложения.** Разрез рыхлых отложений четвертичной, 20-метровой морской террасы следующий (сверху вниз):

1. Почва с остатками растительности и орешковый темно-серый шлак, который является продуктом современной деятельности юного конуса вулкана Сарычева	20 см
2. Темный почвенно-пепловый слой	10
3. Светло-коричневые почвенно-пепловые слои	50
4. Желтовато-серый почвенно-пепловый слой	15
5. Темный песчано-пепловый материал	10
6. Желтовато-серый слой алевро-песчаного материала с грубым песком в основании	15
7. Светло-желтый слой песчано-пемзового материала. Кусочки пемзы очень светлые, легкие, достигают размера обыкновенного ореха	15
8. Желтоватый алевро-песчаный материал с отдельными корешками растений	50
9. Светло-желтый песчано-пемзовый горизонт. Отдельные кусочки легкой, почти белой пемзы, содержащей редкие зерна кварца, достигают в поперечнике 10 мм	10
10. Темные кусочки гравия и шлака в темном алевро-песчаном материале	40
11. Плохо окатанные обломки темных пород в алевро-песчаном материале	400

Общая мощность рыхлых террасовых отложений 6 м 35 см. Обращает на себя внимание чередование в разрезе слоев вулканогенно-осадочного материала основного и кислого состава. Особенно характерно наличие в разрезе двух прослоев орешковой пемзы. По-видимому, она является продуктом извержений не вулкана Сарычева, а какого-либо подводного вулкана и принесена течением.

### **Морфология, геологическое строение и продукты извержений вулкана Сарычева**

Вслед за Г. С. Горшковым нами в строении вулкана Сарычева выделяются два основных элемента: остатки старой вулканической постройки и: юный конус с центральным кратером. Морфологически они хорошо различимы с южной и восточной стороны, в то время как с северной и западной не видны, так как здесь продукты извержений юного конуса сплошным, шлейфом спускаются к берегу моря.

**Остатки старой вулканической постройки.** С южной и восточной стороны старая вулканическая постройка на высоте около 700 м над уровнем моря образует как бы плечо, на которое опирается и над которым возвышается юный вулканический конус. Это плечо особенно хорошо выражено в районе Скалы Заблуждений. Возможно, что это остаток кальдеры или старого асимметрично разрушенного кратера, в котором в позднейшее время возник юный конус. Несмотря на то что в разрезе старой вулканической постройки должны присутствовать горизонты рыхлых вулканических продуктов, в многочисленных оврагах на ее сильно изрезанных эрозией склонах обнажаются почти исключительно плотные серые андезиты с различной структурой.

Кажущееся преобладание лав при древних извержениях вулкана Сарычева объясняется, по-видимому, с одной стороны, тем, что рыхлые продукты извержений быстро размывались и выносились со склонов вулкана текучими водами, а с другой — тем, что участки старой вулканической

постройки, сложенные рыхлыми продуктами извержений, закрыты растительностью. В ряде случаев выходы андезитов на ее склонах образуют крутые обрывы высотой десятки и даже сотни метров. Таковы обрывы к юго-западу от Скалы Заблуждений и к востоку от нее, обрывы склонов к морю и некоторые другие. Лавами древних извержений вулкана Сарычева сложен ряд мысов в южной и восточной части острова. Таковы, в частности, мысы Ребристый и Ключ. Мыс Ребристый морфологически необычен и резко отличается от других лавовых мысов на берегу острова. Он представляет собой ряд параллельных андезитовых гряд-ребер, вытянутых в направлении с запада на восток. Между ребрами намыт морской песок. Лавы древних извержений вулкана Сарычева местами образуют крупные (до нескольких кубических метров) глыбовые осыпи, часто неокатанные. Не исключе-

Таблица 1

Минеральный состав лав

№ шлифа	Основная масса (стекло и микролиты)	Вкрапленники		
		плагиоклаз	пироксен	магнетит
570	58	30	10	1
571	61	29	7	1
572	59	31	8	2
573	64	27	6,5	1,5
574	49	34,5	15	1,5
552	57	35	7	1

но, что лавы древних извержений вулкана Сарычева выходят и в основании некоторых мысов в северной и западной части острова. К основанию лав старой вулканической постройки приурочены основные источники подземных вод. Наиболее крупный из них имеет дебит несколько сот литров в секунду.

Петрографически лавы, слагающие древнюю постройку вулкана Сарычева, очень однообразны. Все они являются пироксеновыми андезитами с порфировой структурой и не затронуты существенными вторичными изменениями (табл. 1).

Из таблицы видно, что в рассматриваемых лавах даже количественное соотношение между слагающими их компонентами очень близко. Некоторое исключение представляет собой обр. 574, в котором отмечено повышенное содержание цветного компонента.

Преобладающим минералом вкрапленников является плагиоклаз. Размеры вкрапленников его колеблются от десятых долей до 2—3 мм. Это таблитчатые, иногда округленные образования, часто переполненные мелкими включениями стекла. Характерны зональные плагиоклазы, ядро которых содержит 60—65% анортитовой молекулы (углы погасания в зоне (010) составляют 31—35°). Периферийные зоны сложены Лабрадором № 50—55. Иногда встречаются фенокристаллы с обратной зональностью, у которых периферия образована Лабрадором № 60, ядро же сложено Лабрадором № 50.

Из цветных минералов присутствуют моноклинный и ромбический пироксен слабо-зеленоватой окраски (в шлифе) с едва заметным плеохроизмом. Размеры фенокристаллов 0,2—1,5 мм. Углы оптических осей колеблются в моноклинных пироксенах в пределах (+52) — (+57°). В ромбических — (-61) - (-70)°.

Вкрапленники магнетита обычно составляют доли миллиметра. Форма их округлая. В виде мельчайших включений магнетит встречается и в основной массе.

В структуре основной массы наблюдаются колебания в зависимости от относительных количеств и ориентировки микролитов. Наиболее характерна гиалопилитовая структура. Местами наблюдаются элементы пилотакситовой структуры, где основная масса представляет собой войлок игольчатых микролитов плагиоклаза, часто образующих флюидальные потоки

вокруг вкрапленников. В шлифе 571 основная масса отличается обилием буроватого стекла, заметным количеством микролитов пироксена и многочисленными кристалликами магнетита. Структура ее близка к витрофировой.

Показатели преломления искусственного стекла образцов следующие:

Шлиф	Показатель преломления	Шлиф	Показатель преломления
570	1,565	574	1,553
571	1,547	550	1,583
572	1,551	551	1,565
573	1,545	552	1,560
		558	1,563

Эти значения соответствуют содержанию в породах приблизительно от 52 до 60%  $\text{SiO}_2$ . Среднее значение 1,559 соответствует содержанию 56%  $\text{SiO}_2$ .

**Образования Юного конуса.** Юный конус вулкана Сарычева представляет собой преимущественно насыпное сооружение с относительным превышением над старой вулканической постройкой 700—800 м. Его форма обусловлена накоплением рыхлых продуктов и является весьма правильной, так как эрозия не успевает его разрушать. Сам конус совершенно свободен от растительности. Нижние склоны вулкана, сложенные продуктами его извержений, в ряде случаев заросли травяной и кустарниковой растительностью. Кое-где она (в основном ольха) сожжена или опалена раскаленными выбросами недавних извержений. Участки опаленных голых сучьев ольхаха мы встречали, в частности, между мысом Лисым и мысом Башня. Конус состоит преимущественно из обломков шлака и лавы, среди которых немало обломков измененных сольфатарами пород, оторванных взрывами от стенок жерла и кратера вулкана. Величина обломков разная, но в основном от нескольких до десятков сантиметров. Обломки их, как правило, угловатые, темно-серого и черного цвета. У обломков измененных пород преобладают красные и желтые цвета. На средней части конуса встречен также крупный обломок чрезвычайно свежего крупнокристаллического оливинового габбро, раскристаллизовавшегося на глубине. На высоте приблизительно около 1300 м конус имеет слабо наклоненное «плечо», длиной несколько сот метров, расположенное к востоку от действующего кратера. Оно, возможно, является остатком ранее существовавшего, а ныне засыпанного кратера конуса. В строении юного конуса лавы имеют подчиненное значение. Однако несколько потоков спускается от кратера вниз по склону. Лавой сложен, в частности, юго-восточный, наиболее высокий край кратера. Эти потоки частично перекрыты шлаками и обломками лавы, выброшенными взрывами последних извержений. Их выходы обнажаются также местами в средней и нижней части конуса из-под покрывающих их рыхлых продуктов извержений.

**Кратер,** несомненно, изменяет свою величину и очертания после больших извержений. Однако слабые извержения последних лет не привели к заметным изменениям. Кратер вулкана Сарычева представляет собой в настоящее время глубокий колодец с почти отвесными стенками. Диаметр его 200—300 м (величина определялась нами на глаз), глубина такого же порядка (определялась по времени падения на дно брошенного камня). Кромка кратера неровная: наиболее высокая в юго-восточной части, наиболее низкая — в северо-западной. Дно и стенки кратера во время нашего посещения вершины вулкана 26.IX 1960 г. были закрыты парами сольфатар и туманом.



**Лавовые потоки.** Лавовые потоки, излившиеся из юного конуса и перекрытые более поздними рыхлыми образованиями, довольно многочисленны. Во многих случаях можно сказать вполне определенно, что данный поток излился из кратера юного конуса, в некоторых случаях лишь предположительно. В основном молодые лавовые потоки сохраняют шлаковую корку, и благодаря этому цвет их более темный, чем потоков старой вулканической постройки. Некоторые из лавовых потоков, излившихся, по-видимому, из юного конуса, образуют на северном и западном берегу острова лавовые мысы, иногда спускающиеся в море (например, мыс Башня). Мощность достигает десятков метров. Срединные монолитные части молодых потоков удобно наблюдать именно там, где они вскрыты разрушающим действием морского прибоя. Такие мысы, как например мыс Лисий высотой 50—70 м над уровнем моря, сложены глыбовой лавой, слегка присыпанной рыхлыми продуктами недавних извержений, и обильно поросли травянистой растительностью. Поверхность их очень неровная. Два очень молодых лавовых потока с глыбово-шлаковой поверхностью спускаются по склонам юного конуса: один приблизительно по магнитному азимуту 260—270°, второй —230—240°. Монолитный слой внутри этих потоков вряд ли имеет значительную мощность.

**Отложения каменных лавин.** Некоторые участки склона вулкана между мысом Сивучим и мысом с отметкой 113,0 сложены горами крупных лавовых валунов, средний размер которых 0,5 м. Границы этих образований, обильно заросших густой высокой травой, не были определены даже приблизительно. По нашему мнению, они представляют собой отложения каменных лавин. По характеру образования каменные лавины, как нам кажется, занимают промежуточное положение между потоками глыбовой лавы и агломератом палящих туч.

**Отложения палящих туч.** Образование палящих туч и агломератовых потоков является существенной чертой в деятельности вулкана Сарычева. Представляется вероятным, однако, что большая часть агломератовых потоков при извержениях попадает в море и тут же перерабатывается прибоем и морскими течениями. Агломератовый материал, отложенный на склонах вулкана, подвергается интенсивному разрушению и переотложению текучими водами и нередко сносится к основанию вулкана и в море как вулканический пролювий. Горячий агломератовый материал, выпавший на снежный покров, вызывает бурное таяние снега, что приводит к образованию грязевых потоков.

Естественно, что эти три фации вулканогенно-обломочных отложений — непереотложенный агломератовый материал, грязевые потоки и вулканогенный пролювий—тесно связаны друг с другом и генетически, и пространственно, и разделить их иногда нелегко. Наиболее характерный признак не очень старого непереотложенного агломератового материала, отличающий его от других сходных фаций, это, по нашему мнению, наличие в нем ходов фумарол. Ходы представляют собой трещины в толще агломератового материала, стенки которых изменены действием фумарольных газов и иногда местами инкрустированы серой и другими возгонами. Толща свежего агломератового материала, представляющего собой непереотложенные отложения палящей тучи, слагает берег острова к северо-западу от мыса Ребристого на протяжении приблизительно 1 км. Мощность толщи агломерата по берегу 50—60 м. Он представляет собой обломки андезито-базальтовой лавы различной округлости и разного размера от единиц до нескольких десятков сантиметров в поперечнике, размещенные в песчано-пепловом «цементирующем» материале близкого состава. Материал неслоистый, какого-либо порядка в размещении обломков в нем не заметно. В общей массе встречаются обломки измененных сольфатарными газами пород.

В разрезе толщи местами наблюдаются ходы фумарольных газов. На весьма ровной поверхности агломератового потока сохраняются до сих пор трещины протяжением до нескольких десятков метров с отдельными очень слабыми выходами фумарольных газов. Описываемый агломератовый поток образовался, по-видимому, во время сильного извержения 1946 г. (или 1930?). Аналогичный характер имеет толща агломерата в районе мыса Сивучего. Выходов фумарольных газов здесь не сохранилось, но на поверхности агломератового потока можно видеть отлично сохранившиеся следы выходов фумарол. Разрез отложений на мысе Сивучьем нами не изучен, но по наблюдению с берега в обрыве мыса над лавами, слагающими его основание, различаются три пачки вулканогенно-обломочных пород: нижняя агломератовая, средняя вулканогенно-пролювиальная, или вулканогенно-селевая, и верхняя агломератовая. Несомненно, что при образовании обоих описанных агломератовых потоков значительная часть материала была вынесена в море и сразу или постепенно размывта морским прибоем. В какой то мере процесс разрушения происходит и в настоящее время. Сравнительно быстро агломератовые потоки разрушаются дождевыми и тальными водами и переотлагаются селевыми потоками.

Петрографически продукты извержений юного конуса не отличаются сколько-нибудь существенно от лав древней постройки. Это также двупироксеновые андезиты, обычно макроскопически с ясно различимыми фенокристаллами плагиоклазов и пироксенов. Цвет плотных образцов темно-серый и серый, пузыристых и шлаковых — почти черный, по-видимому, вследствие окисления вулканического стекла.

Под микроскопом видно, что образцы различных лавовых потоков и обломков из рыхлых продуктов извержений лишь незначительно отличаются друг от друга по характеру основной массы и по относительному количеству вкрапленников. Минеральный состав их однообразен как в качественном, так и в количественном отношении и очень близок к составу пород старой постройки (табл. 2).

Размеры вкрапленников плагиоклаза колеблются обычно от 0,2 до 2,3 мм. Как правило, они имеют таблитчатую форму и содержат многочисленные включения стекла, которые чаще всего приурочены к центральным частям кристаллов. Обычны кристаллы с зональным строением. Состав кристаллов, изменяясь от зоны к зоне, остается, однако, как правило, в пределах Лабрадора. Пироксены образуют как крупные таблитчатые выделения до 1,5 мм в поперечнике, так и мелкие короткопризматические кристаллы. Замеренные углы оптических осей в моноклинных пироксенах колеблются в пределах (+50) — (+55)°, в ромбических (—60) — (—70)°. Магнетит встречается в двух генерациях в виде идиоморфных выделений с характерными кристаллографическими очертаниями и в виде ксеноморфных зерен, нередко приуроченных к кристаллам моноклинного пироксена. Иногда отмечаются целые сростки фенокристаллов пироксена с ксеноморфными выделениями рудного минерала. Магнетитовая «сыпь» наблюдается иногда в основной массе. Основная масса чаще всего гиалопилитовая, реже гиалиновая, иногда с элементами пилотакситовой.

Таблица 2

## Минеральный состав пород Юного конуса

№ шлифа	Основная масса	Вкрапленники		
		плагиоклаз	Pyr(au+hy) пироксен	магнетит
5536	62	29	8	1
560	53	38	8	—
562	59,5	32	6,5	2
565	56	34	9	1
566	60	33	6	1
568	60,5	30	8	1,5

Показатели преломления искусственного стекла следующие:

Шлиф	Показатель преломления	Шлиф	Показатель преломления
556	1,562	563	1,560
559	1,566	565	1,567
560	1,561	566	1,564
561	1,557	568	1,568
562	1,568	569	1,564

Этим значениям соответствует содержание  $SO_2$  54—56%. Среднему значению (1,564) соответствует 54,5%  $SO_2$ .

Непосредственно на средней части молодого конуса вулкана Сарычева нами был найден обломок очень свежего оливнинового габбро размером приблизительно 30 x 15 x 15 см (обр. 554), состоящего из плагиоклаза № 80, оливина и магнетита. Иммерсионным методом определены следующие показатели преломления плагиоклаза:  $N_g$ —1,579;  $N_p$ —1,570; оливина:  $N_g$ —1,690;  $N_p$ —1,702.

Этот обломок образовался, по-видимому, путем кристаллизации основных дифференциатов магмы вулкана Сарычева на некоторой глубине от поверхности, впоследствии был захвачен расплавом и выброшен извержениями.

#### Некоторые данные магнитометрических наблюдений на вулкане Сарычева

Маршрутная магнитометрическая съемка  $\Delta Z$  была проведена в промежуток времени с 22 сентября по 7 октября 1960 г. Она была начата на 25-й день со времени пароксизма извержения 30 августа 1960 г. Съемка  $\Delta Z$  была проведена магнитометром  $M = 2$  с ценой деления 29  $\gamma$  и имела целью заложить основу для повторных наблюдений. Результаты наблюдений, произведенные в точке 1, расположенной на местности с относительно спокойным магнитным полем, приведены в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что разница между значениями  $\Delta Z$  в разных точках превышает на острове в отдельных случаях 8000  $\gamma$ . Проведенные маршрутные наблюдения (ПО точек) недостаточны для того, чтобы построить аномалии  $\Delta Z$  в изолиниях по площади острова и сопоставить их с его геологическим строением. Пока кажется очевидным только следующий вывод. Значения  $\Delta Z$  на острове зависят от его поверхностного геологического строения, от рельефа и от внутренних причин. Относительно спокойное поле  $Z$  ( $\Delta Z$  колеблется в пределах  $\pm 1000 \gamma$ ) мы наблюдаем в пределах 20-метровой морской террасы и мыса Юрлова. Максимальные скачки  $\Delta Z$  отмечены на южном берегу острова (точка 52  $\Delta Z = \pm 3396 \gamma$ ; точка 62  $\Delta Z = -5000 \gamma$ ). Здесь наличие полосы положительных аномалий, резко сменяющейся полосой очень крупных отрицательных аномалий, по нашему мнению, вряд ли может быть объяснено только поверхностными причинами. Возрастание положительных значений  $\Delta Z$  от точки 106 к точкам 109, 110 на юном конусе вулкана Сарычева объясняется, очевидно, намагниченностью самого конуса. Резкие скачки  $\Delta Z$  от точки к точке во многих случаях могут быть объяснены выходами или неглубоким залеганием лавовых масс, обладающих высокой остаточной намагниченностью.

Направление остаточной намагниченности для лавовых образцов нами не изучалось, но было изучено для почвенно-пепловых горизонтов, покрывающих 20-метровую террасу (табл. 4).

Таблица 3

 $\Delta Z$  относительно точки 1

№ точки	$\Delta Z$	№ точки	$\Delta Z$	№ точки	$\Delta Z$	№ точки	$\Delta Z$
1	0	33	410	64	-3554	95	-242
2	80	34	910	65	592	96	-182
3	-65	35	1010	66	1090	97	-543
4	-209	36	-945	67	388	98	-195
5	80	37	44	68	175	99	-1870
6	-180	38	-1430	69	0	100	-1475
7	60	39	146	70	560	101	330
8	-780	40	-1194	71	925	102	1598
9	-992	41	2150	72	1055	103	2500
10	-1360	42	640	73	634	104	280
11	-1326	43	670	74	-750	105	818
12	-1246	44	2839	75	-152	106	400
13	-840	45	2037	76	570	107	939
14	-1055	46	2981	77	-43	108	2607
15	-559	47	2720	78	559	109	2980
16	474	48	2416	79	1162	110	2900
17	1330	49	2170	80	755		
18	-75	50	2025	81	505		
19	158	51	2400	82	556		
20	153	52	3396	83	617		
21			Ошибка в замерах				
22	-310	53	-284	84	660		
23	-1660	54	2770	85	950		
24	-400	55	-1856	86	1505		
25	-891	56	-669	87	670		
26	-378	57	-1971	88	588		
27	-713	58	-2230	89	780		
28	-1775	59	-2078	90	730		
29	-788	60	-2347	91	490		
30	-713	61	-2190	92	66		
31	-720	62	-5000	93	83		
32	-368	63	-4734	94	-137		

Таблица 4

## Данные измерений остаточной намагниченности

№ образца	$\alpha, ^\circ$ (наклонение)	$\beta, ^\circ$ (склонение)	$Q = \frac{jr}{xH}$	№ образца	$\alpha, ^\circ$ (наклонение)	$\beta, ^\circ$ (склонение)	$Q = \frac{jr}{xH}$
1	64	8 (восток)	<1	10	74	45 (восток)	1
2	65	4 (восток)	1,5	11	82	4 (восток)	1
3	54	5 (запад)	1	12	60	27 (запад)	1
4	67	4 (запад)	<1	13	65	8 (запад)	1
5	45	5 (запад)	<1	14	59	14 (запад)	<1
6	60	2 (запад)	<1	15	43	20 (восток)	1
7	56	5 (запад)	<1	16	68	12 (запад)	<1
8	68	12 (запад)		Среднее	$58^\circ (\pm 8^\circ)$	$(\pm 10^\circ) 2^\circ$ (запад)	
9	63	16 (запад)	<1				

При сопоставлении этих значений с направлением вектора остаточной намагниченности пепловых горизонтов в районе Ключевской группы вулканов ( $\alpha = 65^\circ$ ,  $\beta = 3$  восток, среднее по 125 образцам) обращает на себя внимание низкое значение угла  $\alpha$ , что соответствует более низкой широте о-ва Матуа по сравнению с Ключевской группой вулканов.

Величина вектора остаточной намагниченности в лавах вулкана Сарычева, несомненно, во много раз больше, чем в почвенно-пепловых слоях. О ней можно составить представление, если учесть, что величина  $Q = j/\chi H$  в лавах достигает нескольких десятков, а значения  $\chi$  в лавах острова Матуа характеризуются следующими данными:

Таблица 5

№ образца	$\chi \cdot 10^{-8}$ ед CGSM	№ образца	$\chi \cdot 10^8$ ед CGSM	№ образца	$\chi \cdot 10^8$ CGSM
550	3160	566	2820	579	1970
551	2000	568	2680	580—1	2860
552	1920	569	2470	580—2	1250
553	3260	570	2580	581	3040
554	5600	571	2580	582	1970
555	~60	572	1820	582	~40
556	486	573	2060	583	715
558	2180	574	1870	584	7950
559	1970	575	1340	586—1	900
560	2160	576	1340	586—2	1160
561	2780	577	1720	588	1520
562	2580	578	3400	588	1340
563	3020	579	40	588	1150
565	2470				

Измерения проведены на проницмере с частотой тока 3,8 кГц. Ошибка около 3%. Магнитная восприимчивость лав  $\chi_{\text{лав}}$  зависит от содержания в них магнетита приблизительно следующим образом:  $\chi_{\text{лав}} = \chi_{\text{Mt}} \cdot n/100$ , где  $n$  — процент содержания Mt в породе,  $\chi_{\text{Mt}}$  — среднее значение магнитной восприимчивости магнетита в лаве,  $\chi_{\text{Mt}} \approx 0,01$  ед CGSM.

### Исторические извержения вулкана Сарычева и его состояние осенью 1960 г.

Сведения об исторических извержениях вулкана Сарычева в досоветское время, приводившиеся в различных литературных источниках, были рассмотрены наиболее подробно Г.С. Горшковым (1954). Сильное извержение 1946 г., по данным очевидцев, описано С. Н. Главацким и Г. К. Ефремовым (1948), а сведения о небольшом извержении 30 августа 1960 г. собраны В. Н. Шиловым. Поэтому нами приводится только краткий обзор исторических извержений.

Первые сведения об извержении вулкана Сарычева относятся к началу 1760-х годов. Извержение носило взрывной характер, и, по-видимому, имели место выбросы палящих туч. Более или менее спокойные извержения, вероятно, с излиянием лавовых потоков происходили зимой 1878/79 г.

Взрывное извержение отмечено 14 февраля 1928 г., оно сопровождалось ливнем мелких камней, лапилли и бомб в окрестностях кратера. Очень

сильное извержение произошло 13 февраля 1930 г. В течение 13 час. вулканическим было выброшено в виде раскаленных лавин колоссальное количество рыхлого материала, так что в южной части острова береговая линия продвинулась на 30 м в море. Сильное извержение с 9 по 19 ноября 1946 г. характеризовалось скатыванием по склонам вулкана огромных палящих туч и выбросами большого количества пирокластического материала.

Извержение 30 августа 1960 г. заключалось в единичном довольно интенсивном взрыве. Он произошел в 13 час. по местному времени. Вулкан выбросил тучу вулканического пепла и обломков лавы на высоту около 2 км (судя по фотографии). Во время нашего посещения вершины вулкана 26 сентября 1960 г. дно кратера было закрыто парами и туманом. Со дна кратера слышались слабые «вздохи». Иногда сыпался пепел. Содержание  $\text{SiO}_2$  в нем составляло 54,7%. Вдоль кромки кратера местами отмечены слабые фумаролы, которые сохранились также на толще агломерата (образовавшейся в 1946 или в 1930 г.) около южного берега острова. Температура выходов пара здесь  $70^\circ$  (9 октября 1960 г.). Конденсат пара имеет  $\text{pH} = 4,5$ , в нем содержится 0,041 г/л  $\text{Cl}^-$  и 0,61 г/л  $\text{SO}_4$ .

На толще агломерата в северо-западной части острова (образовавшегося, вероятно, также в 1946 или в 1930 г.) сохранились только следы недавнего угасших фумарол.

### **История формирования острова Матуа и вулкана Сарычева**

Изучение геологического строения о-ва Матуа и вулкана Сарычева показывает, что геологическая история центрального звена Больших Курильских островов, несмотря на отмеченную в начале этой работы специфику, принципиально не отличается от геологической истории южных и северных островов. Здесь также проявляются три основных цикла вулканизма, выделенные нами еще при изучении геологической истории о-ва Кунашир: миоценовый (?), плиоценовый (?) и четвертичный.

В результате миоценового вулканизма образовалась Юрловская толща, которая позднее была прорвана дайками и дислоцирована. Как и многие другие места выходов третичных пород, Юрловская толща подверглась региональному метаморфизму и была интенсивно пропицитизирована. После некоторого перерыва вулканические извержения нового плиоценового (?) цикла привели к образованию лавовых потоков туфоконгломератов свиты Двойной, которые позднее были только слабо дислоцированы, не подвергались процессам интенсивного метаморфизма и метасоматоза и сохранились относительно свежими.

К началу четвертичного времени миоценовые и плиоценовые вулканические постройки были сnivelированы. Начали действовать подводные четвертичные вулканы. В результате извержений этих вулканов, расположенных где-то сравнительно недалеко от о-ва Матуа, образовались, по нашему мнению, два пемзовых горизонта, входящих в состав рыхлых отложений 20-метровой террасы. Поднятие фундамента сопровождалось зарождением вулкана Сарычева. Начав действовать, вулкан поставлял огромное количество вулканических, в основном рыхлых, продуктов, большая часть которых сносилась со склонов вулкана в море и шла на формирование осадочных пород. «Тело» же вулкана Сарычева в результате сноса с него рыхлых продуктов становилось все более и более лавовым. После катастрофического извержения (взрыва), возможно сопровождавшегося обрушением, на месте вершины вулкана образовался огромный кратер или кальдера, на «плече» которой возвышается Скала Заблуждений. Внутри этого кратера позднее образовался юный вулканический конус. Деятельность

его носит преимущественно взрывной характер. Приблизительно 95% всех продуктов извержений являются рыхлыми, причем большая часть их выбрасывается в форме раскаленных лавин. В конечном итоге львиная доля этого пирокластического материала поступает в море и идет на формирование современных осадочных пород.

Вся история о-ва Матуа, как и всех Курильских островов,—в основном история борьбы созидающих сил вулканизма и разрушающих сил моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

- В л а с о в Г. М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов.— Материалы второго геоморфол. совещ. Москва. 1959.
- Г л а в а ц к и й С. Н., Е ф р е м о в Г. К. Извержение вулкана Пик Сарычева в ноябре 1946 года.— Бюлл. вулканол. ст., 1948, № 15.
- Г о р ш к о в Г. С. Вулкан Пик Сарычева.— Бюлл. вулканол. ст., 1948, № 15.
- Г о р ш к о в Г. С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды. Тр. Лабор. вулканологии, 1954, № 8.
- Г о р ш к о в Г. С. Действующие вулканы Курильской островной дуги. Труды Лабор. вулканологии, 1958, № 13.
- Г о р я ч е в А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, 1960, № 10.
- К о р с у н с к а я Г. В. Курильская островная дуга. М., 1958.
- М а р х и н и н Е. К. К истории развития вулканизма на Курильских островах.— Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 2.