

551.21

В 88

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ВУЛКАНИЗМ  
И ГЕОХИМИЯ  
ЕГО ПРОДУКТОВ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

# ВУЛКАНИЗМ И ГЕОХИМИЯ ЕГО ПРОДУКТОВ

(Труды, вып. 24)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1967

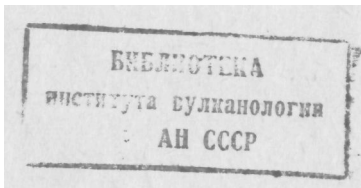
В книге рассматриваются взаимосвязь тектонических и вулканических продуктов, характер подводного вулканизма, газо-гидротермальная деятельность, связанная с вулканизмом, гидротермально измененные породы, условия минералообразования в современной гидротермальной системе. Описываются оливин-базальтовые и вулкано-плутонические формации Камчатки, субвулканические фации мелового вулканизма Грузии, субвулканические интрузии Южного Урала и куполы кислого состава Якутии. Приведены также материалы о палеозойском вулканизме.

Редакционная коллегия:

*В. В. Аверьев, И. И. Гущенко, Е. Ф. Малеев, Е. К. Мархинин,  
Ю. П. Масуренков, С. И. Набоко (председатель), К. Н. Рудич,  
П. И. Токарев, Г. Н. Аверьева (секретарь)*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

**С. И. НАБОКО**



ПОСВЯЩАЕТСЯ

выдающемуся советскому вулканологу

члену-корреспонденту АН СССР

БОРИСУ ИВАНОВИЧУ

ПИЙПУ



**БОРИС ИВАНОВИЧ ПИП (1906–1966)**

## БОРИС ИВАНОВИЧ ПИЙП

Борис Иванович Пийп родился в 1906 г. в семье рабочего в г. Петербурге. Окончив в 1931 г. Ленинградский горный институт, а в 1934 г. аспирантуру того же института по кафедре петрографии, Б. И. Пийп несколько лет был ассистентом, потом доцентом института на той же кафедре.

Научную работу Б. И. Пийп начал сразу же после окончания Горного института с изучения вулканов Камчатки. В 1931 г. в качестве геолога он участвовал в Камчатской экспедиции, которую возглавлял А. Н. Заварицкий. Здесь, под руководством своего учителя, Б. И. Пийп исследовал вулкан Авача и термальные источники, среди которых в первую очередь — Налычевские.

В 1933 г. Б. И. Пийп изучал вулкан Узон и его деятельность, а в следующем году — ближайшие к Петропавловскому термальные источники как объекты санаторно-курортного строительства.

Интерес к термальным источникам Камчатки оказался столь большим, что Б. И. Пийп их всесторонне изучил и в 1935 г. закончил монографию «Термальные ключи Камчатки», изданную в 1937 г. В 1938 г. по этой книге Б. И. Пийп защищает кандидатскую диссертацию. Книга до настоящего времени является одним из основных пособий и справочников для всех, кто интересуется геологией, химизмом, минералогией и использованием термальных вод. В последующие годы Б. И. Пийп уделяет огромное внимание проблеме термальных вод Камчатки и их использованию в народном хозяйстве. Итогом этого явилось решение проблемы и начало строительства на Паужетке геотермальной электростанции.

В 1936 и 1937 гг. Б. И. Пийп занимался изучением геологии и петрографии бассейна р. Авачи и Южной Камчатки, результатом чего явились две обширные работы: монография «Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины и Налычевой на Камчатке» и статья «Маршрутные геологические наблюдения на Камчатке».

В 1938 г. на Камчатке произошло сильное извержение Авачинского вулкана. Б. И. Пийп приехал сюда для изучения последствий извержения, и с этого времени начался период его плодотворной деятельности по изучению современного активного вулканизма.

С 1940 по 1946 г. Б. И. Пийп безвыездно находился на Камчатке, где работал начальником Камчатской вулканологической станции АН СССР. За это время он исследовал Жупановский, Заварицкого, Кизимен, Кинчоклок, Швелуч, Ключевской, Толбачик, Безымянный и другие вулканы Ключевской группы и 18 групп термальных источников. В результате этих работ была опубликована серия статей, отличающихся своей

геологической и петрографической точностью. Одновременно Б. И. Пийп с большой четкостью изучает все проявления активности вулканов — извержения Ключевского, Швелуча, Авачинского, в результате чего появилась новая серия статей по динамике извержений, режиму вулканов и фумарол, химизму газов и возгонов. Итогом этих исследований явилась монография «Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом» (1956), ставшая докторской диссертацией Б. И. Пийпа.

В 1946 г. Б. И. Пийп участвовал в большой аэровулканологической экспедиции на Камчатку и вместе с академиками А. Н. Заварицким и С. С. Смирновым снова попал на Ключевскую вулканологическую станцию.

С 1950 по 1954 г. Борис Иванович — начальник Камчатской вулканологической станции. В это время он изучал извержения Ключевской сопки и Толбачика и катастрофическое землетрясение на Курилах.

В 1956 г. Б. И. Пийп в качестве заместителя руководителя экспедиции Президиума Академии наук СССР, возглавляемой академиком М. А. Лаврентьевым, участвовал в выборе места для бурения на подземный пар для будущей геотермической электростанции и посетил ряд горячих источников Камчатки и Курильских островов с целью определения возможностей их использования в народном хозяйстве. В результате этой поездки была организована Паужегская геотермальная станция Лаборатории вулканологии АН СССР, первым директором которой был назначен Б. И. Пийп.

В 1958 г. Б. И. Пийп за выдающиеся успехи в области вулканологии и организации вулканологических исследований был избран членом-корреспондентом Академии наук СССР по Сибирскому отделению. Он назначается начальником Камчатской комплексной экспедиции СОПС АН СССР и одновременно директором Камчатской геолого-геофизической обсерватории.

В 1962 г. в г. Петропавловске-Камчатском был создан Институт вулканологии СО АН СССР, и Б. И. Пийп был назначен его первым директором.

Б. И. Пийп написал около 100 научных статей и монографий. Его работы отличаются детальностью и точностью исследования, а выводы и обобщения обоснованы огромным фактическим материалом. Поэтому работы Б. И. Пийпа всегда актуальны и широко используются вулканологами и геологами.

Б. И. Пийп — организатор советской и мировой вулканологии. Он выступал в качестве докладчика на Всесоюзных совещаниях по вулканологии и геотермии. Одновременно он представлял и выступал с докладами на международных геологических и геофизических конгрессах, ассамблеях и симпозиумах, а с 1963 г. являлся вице-президентом Международной ассоциации вулканологов.

Б. И. Пийп был награжден орденом «Красная Звезда» и двумя медалями.

Все труды Б. И. Пийпа посвящены Камчатке — вулканической геологии, активному вулканизму, теории и практике термальных источников.

Являясь ближайшим учеником академика А. Н. Заварицкого, Борис Иванович воспринял от него точную геологическую методику исследований, отношение к фактическому материалу как основе теоретических построений и их практическую направленность. В основе всех исследований Б. И. Пийпа лежала вулканическая геология. Борис Иванович — соавтор геологической карты Камчатки и объяснительной записки к ней, изданной в 1941 г. под руководством А. Н. Заварицкого. В обширных статьях Б. И. Пийпа (1941, 1947) впервые в таком детальном геологическом, петрографическом и химическом плане рассматриваются формации древних и четвертичных лав, пирокластических толщ, отдель-

ных вулканов и термальных источников. Первые сведения Б. И. Пийпа о вулканах и их состоянии и дальнейшие исследования были впоследствии положены в основу каталога вулканов Камчатки (1957), составленного им совместно с В. И. Влодавцем.

Капитальный труд Б. И. Пийпа «Ключевская сопка и ее извержения и 1944—1945 гг. и в прошлом» (1956) является классическим вулканологическим произведением. В нем на хорошей геологической основе дана полная история развития вулканов Ключевской группы и рассматриваются общие теоретические положения вулканологии. Б. И. Пийп на конкретном примере Ключевской группы вулканов доказывает наличие для всех вулканов этой группы общего магматического очага и в то же время определяет связь вулканов с региональной и локальной (вулканической) тектоникой.

Описанию предшествуют тщательно подобранные фактические данные о прошлых извержениях, позволивших автору сделать вывод об эруптивной деятельности вулкана, складывающейся из пароксизмальных и чередующихся с ними межпароксизмальных извержений.

В советской литературе не имеется книги, равной этому труду по обилию фактических данных по динамике, физике и химии извержения и интерпретации этих данных.

Термальными ключами Камчатки Б. И. Пийп интересовался с первых лет своей научной деятельности и занимался ими до последних дней своей жизни, способствуя доведению результатов исследований до внедрения в народное хозяйство. Книга Б. И. Пийпа «Термальные ключи Камчатки», изданная в 1937 г., до сих пор не утратила своего значения и является полным справочником по термопроявлениям Камчатки, химизму термальных вод и осадкам из них. Представления Б. И. Пийпа о генезисе термальных вод вулканических областей за эти годы подвергались неоднократной критике, особенно со стороны гидрогеологов. К настоящему времени в связи с обширными новыми геохимическими и другими исследованиями и глубоким бурением все больше и больше подтверждаются высказанные Б. И. Пийпом представления о ювенильном характере вулканических вод и особенно перегретых натрово-хлоридных, используемых в энергетике. Одновременно Б. И. Пийп не отрицал загрязнения в приповерхностных условиях ювенильных вод вадозовыми.

Б. И. Пийп является одним из инициаторов и исполнителем работ по использованию термальных вод в народном хозяйстве. Статьи, которые Б. И. Пийп написал совместно со своими учениками (1960, 1961, 1963, 1964), завершают начатые им еще в юности исследования по термальным водам Камчатки. Эти статьи посвящены структуре месторождений термальных вод Камчатки, динамике движения перегретых вод, современному гидротермальному метаморфизму пород, минералообразованию, вертикальной метасоматической зональности и вопросам практики использования природных теплоносителей.

Б. И. Пийп создал на Камчатке Институт вулканологии. Его товарищи по многолетней работе и молодые ученые продолжают исследования Б. И. Пийпа на благо развития советской вулканологии, культурного и экономического развития Камчатки.

*С. И. Набоко*



## СПИСОК РАБОТ

ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА АН СССР Б. И. ПИЙПА

- Пийп Б. И. Работы Академии наук СССР по геологической маршрутной аэрофото- съемке Камчатки.—Вестник ДальФАН СССР, 1936, № 21.
- Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки.—Труды СОПС АН СССР, серия кам- чатская, 1937, № 2.
- Пийп Б. И., Морозов А. И. Действующие вулканы и горячие источники юга Камчатки.—Вестник знания, 1938, № 6.
- Пийп Б. И. (соавтор). Геологическая карта Камчатки.—Труды СОПС АН СССР, 1940.
- Пийп Б. И. (соавтор). Объяснительная записка к геологической карте Камчатки.— Труды СОПС АН СССР, 1941.
- Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины и Налачевой на Камчатке.—Труды СОПС АН СССР (Камчатская экспедиция), 1941, №2.
- Пийп Б. И. О названиях вулкан Ксудач и вулкан Штюбеля.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1941, № 9.
- Пийп Б. И. Извержение вулкана Авача в 1938 г.—Бюлл. Вулканол. ст. на Кам- чатке, Изд-во АН СССР, 1941, № 10.
- Пийп Б. И. О силе извержения вулкана Ксудач в марте 1907 г.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1941, № 10.
- Пийп Б. И. О раскаленных агломератовых потоках Авачи и типе извержения этого вулкана.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1946, № 12.
- Пийп Б. И. Деятельность вулканов Ключевой группы.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1946, № 12.
- Пийп Б. И. Вулканологическая хроника.—Бюлл. Вулканолог. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1946, № 12.
- Пийп Б. И. Телеграмма об извержениях Камчатских вулканов.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1946, № 12.
- Пийп Б. И. Состояние активности вулканов Камчатки с июня 1941 г. по апрель 1943 г.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1946, № 13.
- Пийп Б. И. Деятельность Камчатской вулканологической станции в 1944 г.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1946, № 13.
- Пийп Б. И. Новый побочный кратер вулкана Толбачик.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1946, № 13.
- Пийп Б. И. Вулкан Кизимен.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР 1946, № 13.
- Пийп Б. И. Извержения вулканов Камчатки в 1944—1946 гг.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.
- Пийп Б. И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки.—Труды Кам- чатской вулканол. ст. АН СССР, 1947, № 3.
- Пийп Б. И. О вершине Жупановской сопки и о недавнем извержении этого вулка- на.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1947, № 11.
- Пийп Б. И. Новое эруптивное состояние вулкана Шевелуч с конца 1949 г. по май 1945 г. и некоторые замечания о геологической структуре этого вулкана и его прош- лых извержений.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1948, № 14.
- Пийп Б. И. Эруптивная деятельность Ключевской сопки в 1944—1945 гг.—Бюлл. Вулканол. ст. на Камчатке, Изд-во АН СССР, 1948, № 14.
- Пийп Б. И. Вулканизм. БСЭ, Изд. 2, т. 9, 1951.
- Пийп Б. И. Вулканическая бомба. БСЭ, Изд. 2, т. 9, 1951.
- Пийп Б. И. Вулканические газы. БСЭ, изд. 2, т. 9, 1951.
- Пийп Б. И. Вулканические горные породы. БСЭ, изд. 2, т. 9, 1951.
- Пийп Б. И. Вулканология. БСЭ, изд. 2, т. 9, 1951.
- Пийп Б. И. Состояние действующих вулканов Камчатки с мая 1943 по ноябрь 1944 г.—Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1953, № 17.
- Пийп Б. И. Извержение Авачинской сопки в 1945 г.—Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1953, № 17.
- Пийп Б. И. Вулкан Толбачик.—Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1954, № 20.
- Пийп В. И. Извержение кратера Былинкиной.—Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1954, № 20.
- Пийп Б. И., Святловский А. Е. Извержение пика Креницына в 1952 г.—Бюлл. Вулканолог. ст., Изд-во АН СССР, 1954, № 20.
- Пийп Б. И. Состояние действующих вулканов Камчатки с мая 1950 г. по октябрь 1951 г.—Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1954, № 21.
- Пийп Б. И. Состояние действующих вулканов Северной Камчатки с ноября 1951 г. по октябрь 1952 г.—Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1954, № 21.
- Пийп Б. И. Образование нового побочного кратера Белянкина.—Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1954, № 22.

- Пийп Б. И., акад. А. Н. Заварицкий, Горшков Г. С. Изучение вулканов Камчатки.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1954, № 8.
- Пийп Б. И., Горшков Г. С., Кваша Л. Г. Александр Николаевич Заварицкий.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1954, № 8.
- Пийп Б. И., Горшков Г. С. Вулканы Камчатки (предисловие).— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1955, № 10.
- Пийп Б. И. (соавтор). Геологический словарь, Т. I, II (раздел «Вулканология»). М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Пийп Б. И. Состояние действующих вулканов Камчатки в 1954 г.— Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1956, № 24.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1956, № 11.
- Пийп Б. И. Туф вулканический. БСЭ, Изд. 2, т. 43, 1956.
- Пийп Б. И. Туфобрекчия. БСЭ, изд. 2, т. 43, 1956.
- Пийп Б. И. Туфолава. БСЭ, изд. 2, т. 43, 1956.
- Пийп Б. И. Туффит. БСЭ, изд. 2, т. 43, 1956.
- Пийп Б. И., Влодавец В. И. Каталог действующих вулканов Камчатки.— Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1957, № 25.
- Пийп Б. И., Влодавец В. И., Горшков Г. С. Каталог действующих вулканов СССР (предисловие).— Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1957, № 25.
- Пийп Б. И. Особенности извержений Ключевской сопки.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1958, № 13.
- Пийп Б. И. Молодой вулканизм СССР (предисловие).— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1958, № 13.
- Пийп Б. И. Курило-Камчатская экспедиция Президиума АН СССР.— Бюлл. Вулканол. ст., изд-во АН СССР, 1958, № 27.
- Пийп Б. И. (соавтор). Оценка ресурсов и перспективы использования термальных вод СССР как источника тепла.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1959.
- Piip B. I., Vlodavetz V. I. Catalogue of the active volcanoes of the world including Solfatara fields, part III.— Volcanoes of Kamtchatka and continental parts of Asia. Napoli, 1959.
- Averiev V. V., Ivanov V. V., Piip B. I. Problems of using volcanic thermal of the Kurile-Kamchatka Island arc for Power.— Bull. volcanol., t. 23, Napoli, 1960.
- Аверьев В. В., Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 2.
- Пийп Б. И. Кроноцкие игнимбриты на Камчатке.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка).— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
- Пийп Б. И., Иванов В. В., Аверьев В. В. Паужетские высокотермальные воды Камчатки как источник геотермической энергии.— Труды Конференции ООН по новым источникам энергии. Рим, 1961.
- Piip B. I. Kronotzk ignimbrites in Kamchatka. Bull. volcanol., t. XXV, 1963.
- Piip B. I., Averiev V. V., Ivanov V. V. Utilization of thermal waters and steam of the Kurile-Kamchatka island arc for power.— Compass of Sigma Gamma Epsilon. 1963, v. 40, No 3.
- Piip B. I., Vlodavetz V. I., Naboko S. I. Relations between the type of eruptions and the composition of lava as exemplified by Kamchatka and Kuriles volcanoes.— Bull. volcanol., t. XXVI, Napoli, 1963.
- Piip B. I., Tonani F., Suehiro C. Report of the UNESCO volcanological mission to Indonesia in 1963.— Bull. of UNESCO. Paris, 1964.
- Пийп Б. И., Набоко С. И. Задачи Второго всесоюзного вулканологического совещания. В кн. «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Пийп Б. И., Иванов В. В. Современное состояние геотермальных исследований в энергетических целях за рубежом.— Труды Второго геотермического совещания. М., 1965.
- Пийп Б. И., Мархинин Е. К. Гигантское извержение вулкана Шевелуч в 1964 г.— Бюлл. Вулканол. ст., Изд-во АН СССР, 1965, № 39.

## **ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ — ВУЛКАНИЗМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ**

### **ДВА КЛАССА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**

В течение последних лет автор опубликовал несколько работ, посвященных петрохимическому анализу вулканических горных пород. Рассмотрение обширного материала из всех районов современной и недавней вулканической деятельности показало, что существует два основных класса вулканических пород, один из которых распространен на внутриокеанических островах, а другой — в области островных дуг и на континентах (Горшков, 1960; 1963 а, б; 1964).

Как известно, среди лав современных наземных вулканов преобладают известково-щелочные породы островных дуг; по мере продвижения от островной дуги по направлению к континенту щелочность лав увеличивается. На континентальных платформах, как правило, обычные базальты ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  2—3%) сменяются трахибазальтами и щелочными базальтами ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 6—8%), а кислые дациты и риолиты ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 6—8%) — трахитами и фонолитами ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 12—14%). Сходная смена состава происходит и в ходе геологического времени — при смене геосинклинального режима платформенным.

В противоположность общепринятой точке зрения автор пришел к выводу о том, что щелочные породы внутриконтинентальных и внутриокеанических вулканов при всем их химическом и минералогическом сходстве принадлежат к различным классам.

Обычно те и другие породы рассматриваются как породы совершенно аналогичные. Недавно Ю. М. Шейнман (1964) и А. Я. Салтыковский (1963) пытались обосновать эту точку зрения петрохимически. В работе А. Я. Салтыковского приведены петрохимические диаграммы по Заварицкому для нескольких внутриокеанических и внутриконтинентальных вулканических провинций, на которых вариационные кривые для тех и других пород полностью совпадают.

Рассмотрим подробнее два таких комплекса, цитированных А. Я. Салтыковским, для которых в самые последние годы появились новые публикации: трахибазальтовый комплекс Прибайкалья (Белов, 1963) и Гавайские острова (Macdonald а. Katsura, 1964). Макдональд и Кацура сделали 143 новых химических анализа гавайских пород, с учетом их распространенности, и вывели новые средние значения. Главная масса вулканических построек сложена близкими к насыщению кремнекислотой базальтами («толеитовыми»), которые в верхних частях построек сменяются оливиновыми базальтами. Те и другие породы часто перемежаются в пределах одной и той же постройки; существуют и постепенные переходы от «толеитовых» базальтов к оливиновым и обратно. Самая верхняя часть вулканов сложена различными щелочными породами — гавайитами, муджеритами и трахитами.

В табл. 1 приведены средние из анализов для всех этих типов пород и результаты пересчетов по методу Заварицкого, а на рис. 1 по этим значениям нанесены вариационные кривые.

Таблица 1

**Средние химические составы лав Гавайских островов, %**

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,36	46,46	48,60	51,90	61,73
TiO <sub>2</sub>	2,50	3,01	3,16	2,57	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,94	14,61	16,49	16,65	18,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	3,27	4,19	4,25	3,33
FeO	8,53	9,11	7,40	6,17	1,49
MnO	0,16	0,14	0,18	0,21	0,24
MgO	8,44	8,19	4,70	3,56	0,41
CaO	10,30	10,33	7,79	6,30	1,17
Na <sub>2</sub> O	2,13	2,92	4,43	5,22	7,42
K <sub>2</sub> O	0,38	0,84	1,60	2,01	4,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,37	0,69	0,93	0,17
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
<i>a</i>	5,1	7,7	12,3	14,7	22,6
<i>c</i>	6,6	5,8	5,1	4,0	0,9
<i>b</i>	30,5	31,9	23,7	19,5	5,7
<i>s</i>	57,8	54,6	58,8	61,8	70,8
<i>n</i>	90,0	84,0	80,0	80,0	73,0

Примечания: 1 — толеитовый базальт, среднее из 181 анализа; 2 — щелочной оливиновый базальт, среднее из 28 анализов; 3 — гавайит, среднее из 33 анализов; 4 — мудже-рит, среднее из 13 анализов; 5 — натровый трахит, среднее из 5 анализов (Macdonald, Katsura, 1964).

Таблица 2

**Средние химические составы лав известково-щелочной серии Прибайкалья и некоторых лавовых полей Восточной и Центральной Азии, %**

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	48,4	55,8	57,9	67,1	76,8
TiO <sub>2</sub>	1,5	1,8	1,3	0,6	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,7	13,4	16,8	16,3	12,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,5	5,0	4,3	3,0	1,5
FeO	5,6	5,1	3,3	0,9	0,4
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1	—
MgO	8,4	5,5	3,8	0,8	0,2
CaO	9,6	7,9	5,6	4,2	0,8
Na <sub>2</sub> O	1,8	3,1	3,1	3,5	1,7
K <sub>2</sub> O	1,9	1,8	3,3	3,3	6,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4	0,5	0,5	0,2	—
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
<i>a</i>	6,9	9,2	11,8	12,5	12,3
<i>c</i>	7,3	4,0	5,4	4,8	0,9
<i>b</i>	28,0	23,2	14,9	5,3	3,2
<i>s</i>	57,8	63,6	67,9	77,4	83,6
<i>n</i>	61,0	82,0	59,0	62,0	29,0

Примечания: 1 — оливиновый базальт, среднее из 51 анализа; 2 — андезито-базальты, среднее из 32 анализов; 3 — андезиты, среднее из 12 анализов; 4 — дациты, среднее из 3 анализов; 5 — липариты, среднее из 3 анализов (Белов, 1963).

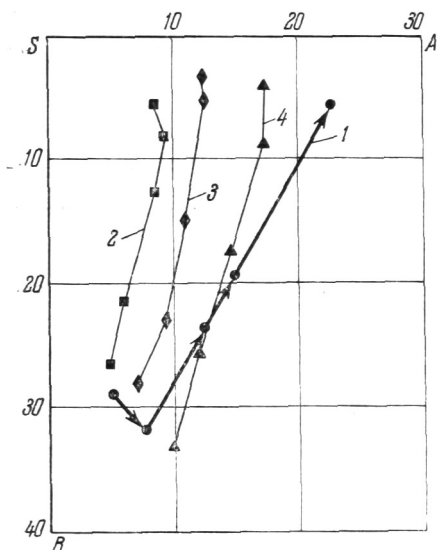


Рис. 1. Вариационные кривые на проекции *ASB* для континентальных и океанических лав  
 1 — точки средних составов лав вулканов Гавайских островов; 2 — точки средних составов лав Японии; 3 — точки средних составов известково-щелочных лав Прибайкалья; 4 — точки средних составов щелочно-известковых лав Прибайкалья

В табл. 2 и 3 воспроизведены средние значения химических составов лав известково-щелочных и щелочно-известковых комплексов Прибайкалья и некоторых других лавовых полей Восточной Азии (Белов, 1963, табл. 152—153 и 156—157); в табл. 4 для сравнения приведены средние составы для Японии.

На рис. 1 нанесены точки средних составов и вариационные кривые для всех этих случаев.

Из этой диаграммы отчетливо видно, что кривые известково-щелочных и щелочно-известковых лав Прибайкалья весьма заметно отличаются от направления вариационной кривой Гавайских островов, но параллельны кривой для Японии.

Данные табл. 1—4 и рис. 1 еще раз убедительно свидетельствуют, что вариационные кривые для лав островных дуг и континентальных

Таблица 3

Средние химические составы щелочно-известковой серии лав Прибайкалья и некоторых лавовых полей Восточной и Центральной Азии, %

Компоненты	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	46,6	49,4	54,6	62,6	70,2
TiO <sub>3</sub>	2,5	2,4	2,0	1,0	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,0	15,9	16,5	16,7	14,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,6	4,4	5,0	3,4	2,3
FeO	7,2	6,4	3,5	1,1	0,9
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	8,2	6,5	4,0	1,5	0,4
CaO	10,0	8,1	5,6	4,0	1,4
Na <sub>2</sub> O	3,4	3,7	3,8	4,8	4,0
K <sub>2</sub> O	1,8	2,5	4,2	4,6	5,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,5	0,6	0,7	0,2	0,1

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,8	11,8	14,5	17,1	17,4
<i>c</i>	3,5	4,7	3,0	2,5	2,8
<i>b</i>	33,2	25,8	17,5	8,9	4,2
<i>s</i>	53,5	57,7	65,0	71,5	77,6
<i>n</i>	74,0	69,0	58,0	61,0	49,0

Примечания: 6 — лимбургитовые базанитоиды, среднее из 26 анализов; 7 — трахибазальты базальтовые, среднее из 46 анализов; 8 — трахиандезитовые базальты, среднее из 30 анализов; 9 — трахиты, среднее из 9 анализов; 10 — комендиты, среднее из 9 анализов (Белов, 1963).

Средний химический состав Японской вулканической дуги, %  
(по А. Н. Заварицкому, 1939)

Компоненты	38	39	40	41	42
SiO <sub>2</sub>	47,3	51,9	59,6	64,6	73,5
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,5	0,2	0,3	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,5	18,2	17,5	16,3	13,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,6	3,9	3,7	2,6	1,4
FeO	5,5	7,0	3,8	3,1	1,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	5,3	4,5	2,7	1,6	0,5
CaO	12,2	9,8	6,9	5,3	1,6
Na <sub>2</sub> O	1,8	2,2	2,7	2,9	3,0
K <sub>2</sub> O	0,4	0,6	1,4	1,7	3,2
H <sub>2</sub> O+	2,0	1,2	1,2	1,3	1,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	4,8	5,9	8,4	9,1	8,3
<i>c</i>	10,9	9,9	8,0	6,7	2,0
<i>b</i>	26,4	21,4	12,7	8,2	5,4
<i>s</i>	57,9	62,8	70,9	76,0	84,3
<i>n</i>	88,0	85,0	75,0	72,0	79,0

Примечания: 38 — базальты; 39 — андезиты, азальты; 40 — андезиты; 41 — дациты; 42 — риолиты.

вулканов располагаются параллельно друг другу, но резко отличаются от направления вариационной кривой для Гавайских островов и других внутриокеанических вулканов.

Действительно, щелочные лавы океанов обычно являются производными оливиновых базальтов (*a* 8 при *b* 32), а щелочные породы континентальных вулканов в большинстве случаев образуются только из сильнощелочных базальтов (*a* > 10—12, при *b* 30—32).

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ЛАВ ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Очень интересным и весьма важным, с нашей точки зрения, являются особенности петрохимии некоторых островов, связанных с системой срединно-океанических хребтов.

К сожалению, по большинству этих островов аналитический материал невелик и относится к самому началу XX столетия, когда точность химических анализов была не очень высока. Поэтому наши выводы носят предварительный характер.

Острова, расположенные на оси океанических хребтов, изливают лавы не океанического, а щелочного континентального (о-в Пасхи) или известково-щелочного типа (Исландия). Небольшое число анализов, укладывающихся также в континентальный класс, имеется для о-ва Сен-Поль (Индийский океан).

Острова, лежащие на расстоянии 100—200 км от оси хребта, изливают лавы, в какой-то мере промежуточные по составу между океаническими и континентальными. (Эти данные основаны на старых анализах

и с появлением нового аналитического материала могут измениться.) Сюда относятся, например, лавы Азорских островов, вариационная кривая для которых идет между континентальным и океаническим направлениями.

Вулканы еще более удаленных от оси хребта островов, например Тристан-да-Кунья (новые анализы см. Вакег и др., 1964), изливают чисто океанические лавы.

Таким образом, пересекая океанический хребет, мы как будто встретим постепенный переход от лав океанического класса к лавам континентальным или во всяком случае близким к континентальным. Пересекая же границу океан — континент или островную дугу, мы обнаружим резкую смену пород одного класса другим. Такой резкий «скачок», например, можно наблюдать, следуя от о-ва Гваделупа, через желоб Седрос, к берегам Калифорнийского полуострова.

## ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Ныне хорошо известно коренное различие в строении и мощности земной коры на океанах и континентах. В первом случае консолидированная кора имеет мощность 5—8 км и состоит из одного слоя; во втором — мощность составляет в среднем 35 км, а сама кора двухслойная.

В том и другом случае на границе коры и мантии сейсмические скорости резко, «скачком» изменяются от значений 6,7—7,0 до 8,1—8,2 км/сек. Далее скорости постепенно возрастают, но на некоторой глубине в верхах мантии находится довольно мощный слой, в котором сейсмические скорости вновь уменьшаются до 7,3—7,5 км/сек (Gutenberg, 1954). Этот слой пониженных скоростей, который часто называют «слоем Гутенберга», продолжается на глубину до 200 км, а начинается он на океанах на глубинах: около 60 км и около 120 км — на континентах.

Существование слоя Гутенберга скорее всего объясняется тем, что на соответствующих глубинах температура плавления вещества и реально существующие температуры почти совпадают, т. е. вещество находится в состоянии, близком к расплавлению («астеносферный слой»).

Разница в мощности и положении астеносферного слоя на континентах и океанах свидетельствует о том, что эти две структуры различаются не только строением земной коры, но и строением верхней мантии. Различие простирается на глубину не менее 400 км (Dorman и др., 1960).

Иная картина обнаружена в последние годы в районе некоторых вулканических дуг (рис. 2). Так, в области Курильской островной дуги, от подошвы земной коры (~20 км) до глубины 70—80 км, скорость продольных сейсмических волн меньше, чем обычно, и равна 7,7 км/сек. Волновод, или слой Гутенберга, в верхней мантии отсутствует или выражен очень нечетко, но на глубинах 60—110 км, и особенно 80—90 км, сильно возрастает поглощение поперечных сейсмических волн (Федотов, 1963; Федотов и др., 1961, 1963, 1964).

Пониженные скорости в мантии обнаружены не только на Курильских островах, но и в Японии (Usami и др., 1958; Matuzawa и др., 1960; Mikuto и др., 1961), на Алеутских островах, а также на западе Канады (Hodgson, 1963), в вулканических районах Запада США (Berg и др., 1960; Pakiser, 1963), в районе островов Тонга, в Новой Зеландии (Eiby, 1958), в районе Новой Гвинеи и Соломоновых островов и др. Вряд ли можно сомневаться, что весь «Тихоокеанский огненный пояс» характеризуется пониженными скоростями вещества верхней мантии.

Всюду в этих районах, сразу же ниже границы Мохоровичича, вещество мантии характеризуется скоростью 7,5—7,8 км/сек и несколько пониженной плотностью. Это состояние мантии простирается вглубь по меньшей мере на расстояние порядка 100 км, а волновод, или зона Гутенберга, отсутствует. При этом зона пониженных скоростей мантии чрезвычайно четко совпадает с зоной современного вулканизма и не зависит от характера земной коры.

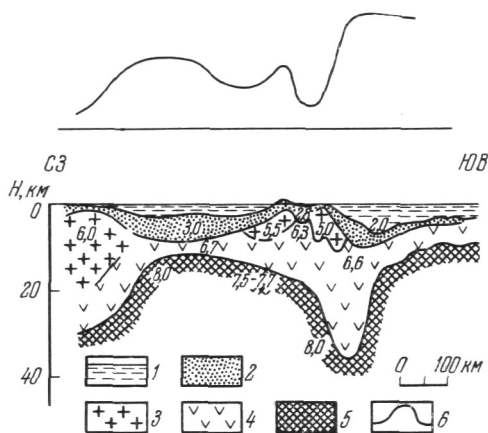


Рис. 2. Разрез через южную часть Курильской островной дуги  
1 — вода; 2 — неконсолидированные осадки; 3 — «гранитный» слой;  
4 — «базальтовый» слой; 5 — подкоровой слой; 6 — ход аномалии Буге

До некоторой степени сходная картина наблюдается в области срединноокеанических хребтов, где было установлено, что ниже границы Мохоровичича расположен слой с относительно низкими сейсмическими скоростями. Этот факт был впервые обнаружен в северной Атлантике (Ewing and Ewing, 1959), а затем подтвержден в других частях Срединно-Атлантического хребта, в Тихом и Индийском океанах. Нет сомнений в том, что строение земной коры и верхней мантии специфично под всей системой срединноокеанических хребтов. Мощность земной коры по сравнению с океаном здесь несколько понижена и составляет 3,7 км/сек. Сейсмические скорости в коре и в подкоровых частях мантии также ниже «нормальных», т. е. соответственно 5,8 км/сек и 7,3 км/сек (рис. 3).

Кондуктивный тепловой поток в области островных дуг и океанических хребтов имеет повышенное значение.

Особенно резко это явление выражено в области океанических хребтов. Многочисленные измерения показали, что в узкой зоне, примыкающей непосредственно к оси хребта, величина теплового потока в 6—7 раз превышает среднее (и довольно однообразное по всей поверхности планеты) значение. В области островных дуг такие измерения и оценки немногочисленны, но они также указывают на примерно удвоенное значение теплового потока.

Как видим, островные дуги и срединноокеанические хребты имеют ряд специфических черт, которые в какой-то мере сближают эти две главные вулканические структуры.

Но, конечно, эти структуры отнюдь не однозначны. Прежде всего близок, но не идентичен их вулканизм: в области островных дуг изливаются лавы только известково-щелочного типа, а на океанических хребтах, пожалуй, преобладают щелочные разновидности, хотя развиты также и известково-щелочные лавы.



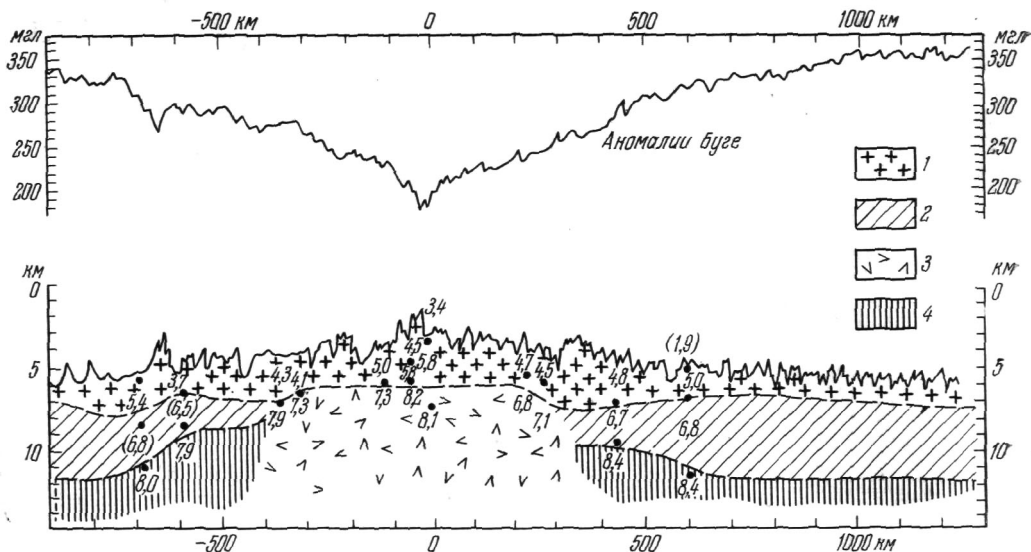


Рис. 3. Гравитационные аномалии и структура Срединно-Атлантического хребта по сейсмическим данным (Talwani и др., 1965)

1 — верхний слой земной коры; 2 — «океанический слой»; 3 — слой с сейсмической скоростью 7,3 км/сек; 4 — мантия. Вертикальный масштаб увеличен в 40 раз

Тепловой поток в области островных дуг, по-видимому, никогда не достигает тех высоких значений, которые характерны для океанических хребтов.

Скорости в подкоровой части мантии имеют пониженные значения в тех и других структурах, но, если судить по гравиметрическим данным (Talwani и др., 1965), мощность этого слоя под океаническими хребтами гораздо меньше.

Существует мнение, что пониженные скорости в подкоровых частях мантии вызваны своеобразным «смешиванием» вещества земной коры и мантии (Скок, 1962). Однако выражение «смесь коры и мантии» кажется нам неудачным. Нам представляется, что пониженные скорости отображают особое, «напряженное», физико-химическое состояние верхней мантии, отличающееся от «инертной» мантии других районов.

Возвращаясь к характеристике геофизических полей, мы должны отметить, что резко различен также характер сейсмичности островных дуг и океанических хребтов: в области островных дуг глубина землетрясений увеличивается по направлению от океана под континент, и именно здесь расположены и наиболее сильные, и наиболее глубокие землетрясения (до 700 км). Район океанических хребтов также сейсмичен (в отличие от асейсмичных частей ложа океана), но сейсмичность здесь слабее, чем в островных дугах, а глубина землетрясений не превышает 60 км.

Существенно иное распределение гравитационных аномалий (в редукции Буге): над срединноокеаническими хребтами наблюдается слабовыраженный симметричный минимум положительных аномалий — от +400, +450 мгл над открытым океаном до +150, +200 мгл над хребтом.

В области островных дуг картина сложнее. По направлению от океана к островной дуге аномалии Буге резко и быстро убывают и над глубоководным желобом могут достигать отрицательных значений. В районе Пуэрто-Рико на отрезке в 100 км наблюдается градиент аномалий более 500 мгл. Между глубоководным желобом и островной дугой отмеча-

ются небольшие положительные и отрицательные аномалии, а над континентом — аномалии близки к нулю ( $\pm 50$  мгл).

Из рассмотрения особенностей вулканизма строения земной коры и верхней мантии, а также из характеристики геофизических полей видно, что между океаническими хребтами и островными дугами все же больше сходства и меньше различий, чем между этими структурами, с одной стороны, и платформами океанов и континентов, с другой.

По-видимому, в верхней мантии под островными дугами и под океаническими хребтами имеют место в какой-то мере сходные, но далеко не идентичные процессы.

## **ВУЛКАНИЗМ И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ**

До недавнего времени при объяснении разнообразия лав в вулканологии безраздельно господствовало мнение о доминирующей роли процессов контаминации и ассимиляции. Несколько лет назад автор стал развивать идею о прямой связи вулканизма с верхами мантии и о незначительном влиянии земной коры на петрохимические особенности вулканизма. Такую же точку зрения поддерживают и развивают у нас, например, Ю. М. Шейнман, а за рубежом — Гордон Макдональд.

Некоторая часть геологов и вулканологов возражает против такой точки зрения. Сторонники ассимиляционных и контаминационных причин разнообразия лав приводят известково-щелочные лавы островных дуг в качестве примера гибридизма.

Рассмотрим с этой точки зрения Камчатско-Курильскую дугу: сейчас, в итоге работ по МГГ, она изучена лучше других дуг. Мощность и строение земной коры здесь весьма неоднородны. Типично континентальная кора Камчатки и Северных Курил сменяется субокеанической корой в центре Курил; здесь, в районе о-ва Симушир, океаническая кора подходит почти вплотную к островной дуге. Далее к югу появляется так называемый субконтинентальный тип коры (Косминская и др., 1963). Однако, несмотря на столь резкое различие в строении коры, все без исключения вулканические породы относятся к одному и тому же петрохимическому типу (Горшков, 1960). Одинаковый химизм и одинаковый минералогический состав имеют не только базальты, но и дацитовые пемзы Камчатки и Центральных или Южных Курил, хотя никаких возможностей ассимиляции кислого материала в этой части Курильских островов нет.

Таково же положение в западной части Алеутских островов, а такие острова, как Марианские или Тонга, лежат прямо на океанической коре, что никоим образом не отражается на их принадлежности к «крамольному» в этих условиях известково-щелочному типу.

Общими для всех вулканических дуг остаются характер вулканизма и особенности строения верхней мантии.

Быть может, не столь явно на первый взгляд, но столь же определенно при ближайшем рассмотрении выступает независимость особенностей вулканизма от коры и в других крупных единицах — океанах, континентальных платформах и океанических хребтах.

Всюду, за очень редкими исключениями, вулканизм выступает как «сквозькоровой» процесс. Всяду очаги питания вулканов лежат за пределами земной коры — в верхних частях мантии. Состав вулканических лав практически не зависит от состава пород земной коры; иначе говоря, роль ассимиляции и контаминации на пути магмы вверх оказывается весьма скромной. Источником разнообразия лав является сама магма и происходящие в ней процессы. Таким образом, вулканические породы могут рассматриваться как производные от вещества верхней мантии. Иначе говоря, вулканизм является своего рода индикатором состава и состояния подкорковых частей мантии.

## **СХЕМА ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

В настоящее время, быть может, еще преждевременно делать какие-либо конкретные выводы о составе и процессах в мантии, исходя из явлений вулканизма. Выявленные связи носят слишком общий характер, а дальнейшие исследования могут в значительной мере изменить некоторые довольно существенные детали.

В самом общем виде можно сказать следующее: в настоящее время первичным можно рассматривать океанический вулканизм, имеющий источник в астеносфере на глубине порядка 60 км. Относительно неглубокое залегание слоя астеносферы обуславливает широкое развитие подводного вулканизма на океанических платформах.

В отдельных случаях, причина возникновения которых совершенно неясна, начинается процесс глубинной дифференциации вещества мантии типа зонной плавки. Этот процесс имеет две ветви: в одних случаях, когда процесс захватывает самые верхи мантии, существенной перестройки земной коры не происходит и возникают образования типа океанических хребтов.

Астеносферный слой в верхах мантии, по-видимому, нарушается, и вверх прямо к поверхности Мохоровичича как бы «всплывает» слой вещества с пониженной плотностью и с пониженными сейсмическими скоростями. Одновременно сильно возрастает тепловой поток.

В случае, если процесс дифференциации захватывает большие глубины, возникают образования типа островных дуг с последующей перестройкой строения земной коры от океанического к континентальному типу.

Внутримантийный астеносферный слой (или слой Гутенберга) разрушается и вверх — к поверхности Мохоровичича также «всплывает» слой вещества с пониженными сейсмическими скоростями. Однако в этом случае вещество «всплывает» с больших глубин.

Происходит резкая смена характера вулканизма от океанического к континентальному известково-щелочному. Это изменение значительно опережает по времени процесс перестройки коры, и новая островная дуга может закладываться прямо на океанической коре. Известково-щелочные лавы продолжают генерироваться в течение всего времени глубинной дифференциации. Как правило, в это же время происходит полная перестройка типа земной коры. Процесс дифференциации, постепенно затухая, по-видимому, может продолжаться и после окончания перестройки коры; во всяком случае, известково-щелочной характер лав нередко сохраняется и в сформированных молодых горных системах. С окончанием фазы известково-щелочного вулканизма слой «активизированной» подкоровой мантии исчезает, а верхняя граница астеносферы в платформенных континентальных условиях «опускается» на глубину до 120 км. Источник континентального вулканизма лежит гораздо глубже, чем в океане, и поэтому проявления континентального вулканизма, в общем, слабее.

Судя по постепенной смене в пространстве известково-щелочных лав лавами щелочными континентальными, подкоровый астеносферный слой островных дуг может постепенно переходить во внутримантийную континентальную астеносферу. Со стороны океана граница различного типа астеносферы идет по резкой границе вдоль фокальной поверхности.

Можно не сомневаться, что состав подкоровых частей мантии в области океанов, континентов, островных дуг и океанических хребтов будет различным.

Тезис о связи вулканизма непосредственно с верхней мантией и о его «сквозькоровом» характере представляется нам весьма перспективным.

Действительно, сейчас разрабатывается проект сверхглубокого бурения—«проект Мохо». Выполнение этого проекта, несомненно, явится крупнейшим вкладом в геологию и геофизику. Но мы имеем сотни вулканов — этих природных буровых, уходящих на глубины в десятки километров. Мы еще не умеем использовать тот вещественный материал, который поставляют нам вулканы. А ведь каждый образец лавы несет в себе информацию о составе и состоянии вещества на тех глубинах, которые вряд ли будут достигнуты буровыми скважинами, по крайней мере при жизни нашего научного поколения.

Нужно научиться извлекать эту богатую информацию, но для этого необходимо ставить специальные геологические, геофизические и геохимические исследования, имея в виду определенную научную концепцию. По образному выражению бывшего директора Гавайской вулканологической обсерватории проф. Г. А. Макдоналда, вулканы являются теми окнами, через которые мы можем заглянуть в недосыгаемые глубины Земли.

Действительно, изучение вулканизма может послужить одним из самых мощных средств для познания глубин нашей планеты, но для реализации этого положения нужны целеустремленные геолого-геохимико-геофизические исследования и широкая научная кооперация.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 13, 1960.
- Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли.— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд-во АН СССР, 1963а.
- Горшков Г. С. Петрохимия вулканических пород в связи с образованием островных дуг.— В сб.: «Общие вопросы геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», 1963б.
- Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия.— В сб.: «Химия земной коры», 1964, т. 2.
- Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мергеня и их лавах.— В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной деятельности», 1939.
- Салтыковский А. Я. О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов.— Сов. геология, 1963, № 10.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.
- Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 6.
- Федотов С. А., Аверьянов В. Н., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Некоторые результаты детального изучения сейсмичности южных Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 5.
- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 5.
- Федотов С. А., Матвеева Н. Т., Тараканов Р. З., Яновская Т. Б. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 8.
- Шейман Ю. М. О связях между типами магм и тектоникой.— Сов. геология, 1964, № 2.
- P. E., Gass J. G., Harris P. G., Le Maitre R. W. The volcanological report of the Royal Society Expedition to Tristan da Cunha, 1962.— Philos. Trans. R. S. Lond. ser. A, 1964, v. 256, No 1075.
- Berg. J. W., Cook K. L., Narans Jr. H. D., Dolan W. M. Seismic investigation of crustal structure in the Eastern part of the Basin and Range province.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1960, v. 50, No 4.
- Cook K. L. The problem of the mantle-crust mix; lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earths Mantle.— Advances in Geophys., 1962, v. 9.

- Dorman J., Ewing M., Oliver J. Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves.—Bull. Seism. Soc. Amer., 1960, v. 50, No 1.
- Eiby G. A. The structure of New Zealand from seismic evidence.—Geol. Rundschau, 1958, N 2.
- Ewing J. and Ewing M. Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, No 3.
- Gorshkov G. S. Petrochemical features of volcanism in relation to the types of the Earth's crust. The Crust of the Pacific Basin.—Amer. Geoph. Un., Geoph. Monogr., 1962. N 6.
- Gutenberg B. Low-velocity layers in the Earth's mantle.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65.
- Hodgson J. H. National Report for Canada: Seismology and physics of the Earth's interior, 1961—1962. Contributions from the Dominion Observatory. Ottawa, 1963, v. 5, No 19.
- Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.—J. Petrology, 1964, v. 5.
- Matuzawa T., Matumoto T., Asano Sh. The crustal structure as derived from observations of the second Hokoda explosion.—J. Seism. Soc. Japan, 1960, v. 13, No. 3.
- Mikumo T., Otsuka M., Utsu T., Terashima T., Okada A. Crustal structure in Central Japan as derived from Mobero explosion — seismic observations.—Bull. Earthquake Res. Inst., v. 39, pt. 2.
- Pakiser L. C. Structure of the crust and upper mantle in the Western United States.—J. Geophys. Res., 1963, v. 68, No 20.
- Talwani M., La Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the Mid-Ocean Ridges. 2. Computed model for gravity and Seismic refraction data.—J. Geoph. Res., v. 70, No 2, 1965.
- Usami T., Mikumo T., Shima E., Tamaki I., Asano Sh., Asada T., Matuzawa T. Crustal structure in Northern district by explosion-seismic observation Bull. Earthquake Res. Inst., 1958, v. 36.

## **ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

Процессы вулканизма, в ходе которых происходит перемещение масс вещества из глубин Земли на ее поверхность, играют весьма существенную роль в формировании земной коры и заключенных в ней полезных ископаемых. Изучение этих процессов в значительной мере помогает раскрытию закономерностей породо- и рудообразования, в том числе позволяет указывать более или менее определенно источники вещества многих морских вулканогенно-осадочных и осадочных пород и руд. Однако подавляющее большинство исследований затрагивает лишь вулканические области континентов и островных дуг. Иными словами, схема морского вулканогенно-осадочного процесса основывается на информации, получаемой главным образом при изучении наземного вулканизма.

Изучение подводного вулканизма, скрытого от наблюдателя мощной толщей океанических вод, сейчас находится в стадии накопления фактов. А между тем роль его в упомянутом процессе перераспределения веществ чрезвычайно велика. Предположение А. Ритмана (1964) о том, что «продукты извержения вулканизма глубоких морей даже превосходят массы, извергнутые при наблюдавшихся извержениях, или по меньшей мере равны им» (стр. 227), сегодня представляется необычайно скромным. Многочисленные океанологические материалы последних лет определенно свидетельствуют о весьма широком развитии вулканизма в океанических впадинах. Выяснилось, что Срединный Атлантический вал, южная часть Индийского океана, как и обширные пространства дна Тихого океана, представляют собой длительно существовавшие и до сего времени активные вулканические области. Даже простое сравнение площадей развития вулканизма в океанических впадинах и на материках и дугах явно свидетельствует в пользу многократного превосходства подводного вулканизма над надводным. Такой же вывод можно сделать и при сравнении продуктов древнего наземного и подводного вулканизма. Общеизвестно, что в древних эффузивных толщах геолог прежде всего и в основном встречается с продуктами подводного вулканизма, количественно несоизмеримо преобладающими над сравнительно редко встречающимися остатками наземных вулканов. Несоответствие между высокой геологической значимостью вопросов, относящихся к подводным вулканическим процессам, и скудостью имеющегося фактического материала, подчас недоступного геологам, породило в литературе массу произвольных, нередко противоречащих одно другому толкований. Настоящее соображение имеет целью систематизировать имеющиеся разрозненные данные и тем самым наметить пути дальнейших исследований.

Вулканизм, определяемый как совокупность явлений, связанных с прорывом земной коры глубинными расплавленными массами (Ритман, 1964), единообразен независимо от того, происходят эти явления на

суше или на дне океана. Достоверно, что и на земле, и под водой мы имеем дело с одними и теми же продуктами вулканизма — это доказывает-ся как прямым петрологическим тождеством большого числа наземных и подводных лав, так и непосредственными наблюдениями над преобразованием подводных вулканов в наземные острова в ходе непрерывного вулканического цикла. Достоверно также, что в ходе вулканического процесса происходит обязательное разделение глубинных масс на силикатные и летучие компоненты. В разных геологических условиях внедрения это приводит к самым разным проявлениям вулканизма. Так, на поверхности земли наблюдаются эксплозии (взрывы), лавовые излияния, экструзии вязкой лавы и газовая поствулканическая деятельность.

Сравнительно немногочисленная регистрация подводных извержений показывает некоторое тождество проявлений вулканизма на земле и под водой, где также можно различать эксплозии, излияния, экструзии и газовую деятельность. Однако во всех этих проявлениях подводный вулканический процесс приобретает специфические особенности, обусловленные резким отличием физических свойств водной среды от атмосферы.

Рассмотрим эти особенности применительно к различным проявлениям подводных вулканов.

### ПОДВОДНЫЕ ЭКСПЛОЗИИ

Механизм подводного взрыва детально изучен применительно к техническим задачам и особенно в военно-морском деле. Суть его состоит в том, что при взрыве под водой «детонация взрывчатого вещества происходит мгновенно, но по ее окончании не происходит разлета взрывных газов, а последние постепенно адиабатически расширяются, аналогично газам в двигателе внутреннего сгорания; совершаемая ими механическая работа идет на преодоление внешнего давления и на создание кинетической энергии жидкости, постепенно приходящей в движение; на границе между газом и жидкостью все время имеем равенство давлений с обеих сторон» (Власов, 1945, стр. 222). Скорость расширения газов, в начальный момент взрыва равная нулю, постепенно увеличивается, достигает некоторого максимума и затем снова уменьшается до нуля. Таким образом возникают периодические колебания жидкости, содержащей взрывчатые вещества. Рассчитано и экспериментально проверено максимальное расширение продуктов взрыва в воде с учетом давления окружающей среды ( $P_0$ ). Эта величина, близкая к 1 атм в приповерхностных условиях, с глубиной приобретает существенное значение, так как объем расширяющейся газовой камеры зависит от отношения давления образовавшихся при взрыве газов к давлению окружающей среды ( $P_1/P_0$ ). Так, по данным О. Е. Власова (1945), для тротила десятикратное расширение взрывающихся газов (увеличение радиуса газовой камеры в 2,15 раза) осуществляется при  $P_1/P_0=12,7$ , а для тысячекратного расширения (увеличение радиуса в 10 раз) необходимо уже  $P_1/P_0 = 830$ . Таким образом, максимальный объем расширяющихся взрывных газов в глубоких слоях воды, где  $P_0$  измеряется десятками и сотнями атмосфер, существенно ограничен. Результатом такого подводного взрыва является только гидравлический удар, вызванный колебаниями жидкости под воздействием расширяющихся газов.

Можно думать, что подводный вулканизм, происходящий в результате, скажем, цепной реакции взрывоспособных вулканических газов (Гущенко, 1965), по своему механизму весьма близок к детонации взрывчатых веществ под водой. При этом расширение газовой камеры (при соответствующем давлении наземных взрывов такого рода) осуществляется в пределах нескольких радиусов.

Существенным отличием подводного газового взрыва от наземного является отсутствие в его продуктах традиционного пирокластического материала (пепла, лапилли и вулканических бомб). Дробление пород при бескратерных глубоких взрывах, с которыми можно сравнивать взрывы под водой, обычно незначительно. Так, например, при подземных ядерных взрывах, которые по своей мощности соизмеримы со средним извержением вулкана ( $7,2 \cdot 10^9$  эрг), сфера раздробленных пород имеет радиус всего 40 м (Джонсон, Хиггис и Вайолет, 1962). Возможность же перемещения продуктов дробления энергией взрыва в условиях водной среды весьма ограничена. Дело в том, что поступательное движение твердых частиц в средах различной плотности подчиняется законам динамики. Лобовое сопротивление этому движению прямо пропорционально плотности среды, а, как известно, плотность воды на три порядка выше плотности атмосферы. Поэтому, если даже предположить под водой возможность взрыва, равного по мощности катастрофическому взрыву вулкана Безымянного 30 марта 1956 г., в результате которого обломочный материал был поднят в атмосферу на высоту 34—38 км (Горшков, Богоявленская, 1965), то и тогда активное перемещение продуктов дробления вряд ли превысило бы несколько десятков метров.

Подводные взрывы часто фиксируются на поверхности моря. В тех случаях, когда расширяющаяся газовая камера сплошь ограничена водной средой, ощущаются «моретрясения», толчки корпусов кораблей, волны цунами. Если же сфера расширяющейся газовой камеры пересекает поверхность моря, картина резко меняется. Газовая камера из сферической превращается в вертикально-удлиненную, и газы устремляются вверх, поднимая над морем столбы воды и острые «кинжалы» пламени взрыва. Явления такого рода неоднократно наблюдались моряками (Naumann van Padang, 1938).

Совершенно иначе трансформируется под водой явление, установленное Ферхугеном (Verhoogen, 1951) как результат активного выделения летучих компонентов в поднимающейся по жерлу вулкана жидкой лаве, которая в наземных условиях преобразуется в эксплозивные продукты. Основная роль в этом процессе, как известно, принадлежит интенсивно расширяющимся газам, разрывающим и разбрасывающим частички жидкой лавы.

Несомненно, что летучие компоненты с меньшей энергией выделяются и в лаве, поднимающейся по жерлу подводного вулкана. Однако в условиях водной среды, определяющей медленное расширение газов в существенно ограниченном максимальном объеме, взрыва практически не происходит. В силу ограниченного распространения летучих, выделившихся в массе вспененной лавы, последняя не разбрасывается газами, как при наземном извержении, а выдавливается из жерла извергающегося вулкана, как паста из трубы, и без всяких взрывов всплывает на поверхность. Таким образом формируется подводный аналог ювенильного пепла — пемза, представляющая собой в данном случае скованный плотной водной средой и насыщенный летучими компонентами затвердевший силикатный материал, который в нормальных наземных условиях превратился бы со взрывом в тучу ювенильного пепла. На поверхности моря всплывшая пемза образует плавучие горы шлака и пемзовые поля, измеряющиеся иногда многими десятками квадратных миль.

Таким образом, подводные вулканические взрывы, особенно газовые, существенно отличаются от наземных минимумом переработки твердого силикатного материала. Можно полагать, что основное геологическое значение таких взрывов под водой заключается прежде всего в интенсивном насыщении водной среды газообразными продуктами взрыва. Обильное поступление пирокластического материала в морские бассейны происходит лишь в случае образования вулканических островов, т. е. в условиях перехода подводного вулканизма в типичный наземный со



всеми характерными для последнего проявлениями. Этот процесс, происходящий обычно в мелководной зоне, наиболее доступен наземному наблюдателю, часто фиксируется во всем своем многообразии и хорошо известен вулканологам.

Характерной особенностью извержений близповерхностных вулканов, образующих острова, является всплывание пластов раскаленной лавы со взрывами у поверхности воды, дробящими лаву на медленно тонущие блоки, что особенно детально наблюдали при возникновении островов Тулуман австралийские вулканологи Рейнольдс и Бест (Reynolds, Best, 1957), а также интенсивное, не сравнимое ни с каким наземным вулканическим пеплообразование. Достаточно сказать, что во время извержения подводного вулкана Капелиньш (Азорские острова) конус ювенильного пепла диаметром 1 км и высотой 200 м образовался над водой всего за 48 часов (Tazieff, 1958).

### **ПОДВОДНЫЕ ЭКСТРУЗИИ И ИЗЛИЯНИЯ**

Экструзивный процесс в условиях водной среды относится к ведущим и наиболее распространенным процессам в цепи проявлений вулканизма на океаническом дне, особенно в глубоководных его частях. Это объясняется тем, что подобный механизм под водой энергетически наиболее экономичен, так как внедряющейся на дне лаве противостоит в основном лишь гидростатическое давление воды. Активному проявлению этого механизма способствуют также исключительная податливость водной среды внедрению (сравнительно с консолидировавшимися твердыми породами коры, которые приходится прорывать интрузиям), отсутствие в толще воды каких-либо ощутимых внешних агентов разрушения, падение веса внедрившихся пород в силу закона Архимеда и заметное снижение гидростатического давления воды по мере подъема внедрившихся масс. Под воздействием этих факторов подводные экструзии достигают невиданных на земле размеров и по высоте измеряются тысячами метров от основания до вершины. Подавляющее большинство многочисленных подводных гор и хребтов относятся к экструзивным образованиям. Это особенно хорошо видно в тех случаях, когда экструзии поднимаются к поверхности океана и превращаются в вулканические острова или становятся фундаментами возникающих островных вулканов. Наиболее хорошо изученными примерами такого рода островов, образовавшихся в историческое время, являются о-в Богослов в Алеутской дуге, возникший на экструзии, поднявшейся с глубины 2000 м, острова Камени близ острова-вулкана Санторин в Средиземном море, о-в Фалькон в архипелаге Тонга (Neumann van Padang, 1938). Эти острова, по мнению Нейман ван Паданга, образованы лавой, поступающей из недр земли на протяжении многих сотен лет.

Одновременно с экструзивными внедрениями как по трещинам вокруг поднимающихся экструзий, так и непосредственно из трещин ложа океана происходят изливания жидкой лавы, заполняющей подводное «межгорье». В Тихом океане, где экструзивные вулканические сооружения «...разбросаны без видимой связи с какой-либо системой зон или линий на дне океанических котловин, концентрируются широкими зонами на поверхности океанических валов и располагаются по системам линейных валов в островных дугах» (Удинцев, 1960), в районе архипелагов на ровном дне наблюдается аномально большая (в несколько километров) мощность вулканических пород, обусловленная заполнением прогибавшихся рвов лавовыми потоками, вытекшими из трещин ложа океана. Такие лавовые поля обнаружены у островов Кука, Каролинских, Маркизовых и многих других (Menard, 1956). В Индийском океане с глубин 4000—5000 м поднимаются отдельные конусы, группы соединенных кону-

сов и вулканические хребты с относительными высотами до 3000 м. Громадные площади заняты лавовыми полями бугристого и глыбового строения; подводные пики с боковыми паразитическими конусами чередуются с приподнятыми бугристыми поверхностями и выровненными лавовыми площадками (Живаго, 1960). В Атлантическом океане Азорские острова поднялись над уровнем моря в результате обильных подводных трещинных излияний базальтовой лавы и образуют вместе с многочисленными подводными лавовыми плато единые тектонические линии (Dias, 1959). Подобного рода примеры можно приводить бесконечно, ибо ощутимые пространства дна океанов характеризуются в основном именно такими вулканическими проявлениями.

Интенсивность экструзивных процессов океанического ложа, в ходе которых из глубин земли выжимаются существенные объемы изверженных пород с весьма значительной амплитудой экструзий, имеет весьма важное следствие: в этот медленно протекающий многовековой процесс вовлекаются не только верхние зоны магмы, но и ее относительно более глубокие предельно отдифференцированные слои. Поэтому, наряду с андезитами и разнообразными базальтами изливающихся лав и верхних частей экструзий, в глубоких рифтовых зонах на поверхность дна океана оказываются выведенными основные и ультраосновные породы.

Отдельные выходы таких пород известны в центральной части Атлантического океана и на Срединно-Атлантическом хребте, в Индийском океане на Аравийско-Индийском хребте и в других рифтовых зонах. Особенно ценный материал, характеризующий обилие разнообразных основных и ультраосновных пород на дне океана, собран при помощи утяжеленной модифицированной драги во время 36-го рейса э/с АН СССР «Витязь» в Индийском океане (Удинцев и Чернышева, 1965). В результате тщательного выборочного драгирования ряда участков Срединно-Индийского хребта — на гребнях рифтовых гор, на склонах рифтового ущелья и на его дне — на борт «Витязя» было поднято большое количество (сотни килограммов) свежих обломков коренных пород. Со дна ущелий и гребней были получены свежие угловатые обломки остеклованных базальтовых лав (оливиновых и безоливиновых), а со склонов рифтовых ущелий — крупнокристаллическое габбро и ультраосновные породы, главным образом гарцбургиты (перидотиты) и образцованные по ним серпентиниты, и в меньших количествах дуниты и хромититы. Наличие отчетливо видимых плоскостей скольжения на отдельных образцах этих пород убедительно показало, что они были не «излиты», а именно «выжаты» из глубин земли, может быть, даже уже в виде твердых кристаллических масс.

Совершенно очевидно, что столь грандиозный процесс формирования обильных лавовых излияний и экструзий сопровождался и сопровождается отделением соответствующего количества летучих компонентов, которые в условиях водной среды улавливаются океаном и входят в состав морской воды и осадков. Грубый подсчет показывает, что общий объем воды Мирового океана со всеми заключенными в ней солями вполне соизмерим с объемом базальтов, подстилающих его ложе, и может рассматриваться как сумма летучих компонентов, выделенных магмой при образовании силикатных пород океанического дна (Зеленов, 1963). Так или иначе, сейчас уже можно вполне определенно ставить вопрос о том, что создателем Мирового океана или наиболее активным участником его создания был подводный экструзивный и лавовый вулканизм, в сложном процессе которого возникла и всю геологическую историю продолжала накапливаться толща океанических вод, или, иными словами, пленка конденсированных летучих компонентов дифференцирующейся магмы. Очевидно, этому способствовало также широкое развитие поствулканической деятельности.

## ПОДВОДНЫЙ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Поствулканическая или газо-гидротермальная деятельность, суть которой заключается в постепенной отдаче остывающей магмой разнообразных летучих компонентов, в условиях водной среды проявляется существенно иначе, чем на суше. Пары воды, составляющие в наземных условиях основу вулканических эксгаляций, полностью конденсируются, а сопутствующие им кислые газы, летучие хлористые и тернистые соединения металлов, фосфор и кремнезем перерабатываются подпой средой в соответствии с физико-химическими свойствами каждого компонента. Практически полностью усваивается толщей воды хлористый водород, по отношению к которому емкость океанической воды бесконечно велика; сероводород, окисляясь, выделяет коллоидную серу; избыток слаборастворимой углекислоты спонтанно удаляется в атмосферу. Существенно при этом, что высвобождающееся при диссоциации кислых газов количество водородных ионов бесконечно мало по сравнению с общей массой гидроксильных ионов океанической воды, вследствие чего рН среды в целом понижается весьма незначительно и почти не меняет общего фона концентрации водородных ионов. Поэтому хлористые соединения группы железа гидролизуются с формированием коллоидов гидроокисей соответствующих элементов. Щелочные и щелочноземельные металлы пополняют катионный состав растворенных солей; фосфор удерживается в растворе в соответствии с режимом растворенной углекислоты, кремнезем — в зависимости от температуры. Редкие и рассеянные элементы либо пополняют состав растворенных солей, либо сорбируются коагулирующими коллоидами гидроокислов железа и марганца, а также фосфатами и кремнеземом. Таким образом, поствулканическая деятельность под водой определенно приводит к существенной концентрации ряда компонентов, в наземных условиях обычно рассеивающихся газовыми струями.

Отдельные детали этого процесса неоднократно отмечались многими исследователями подводных вулканов. Так, Окада выяснил поступление в морскую воду до 0,6 мг/л растворенного фосфора и до 16,25 мг/л растворенного кремнезема в результате подводного извержения, закончившегося возникновением о-ва Ивозимасинто (Okada, 1936 г.); Моримото и Оссака показали выделение частиц серы в ходе подводного извержения рифа Медзин (Morimoto, Osaka, 1955); Рейнольде и Бест обратили внимание на интенсивное растворение вулканических газов в морской воде при формировании островов Тулуман (Remolds, Best, 1957), Хардер раскрыл механизм накопления гидроокислов железа, поступающих в бухты близ островов Камени из подводных гидрогерм вулкана Санторин (Harder, 1960); в краевой зоне подводных вулканов архипелага Новые Гебриды Г. Тазиев установил выпадение из морской воды соединений железа, а непосредственно в зоне активного кипения голубовато-серой взвеси с высоким (12%) содержанием меди (Шенью, Газиев, Фабр, 1965). Наиболее полно (непосредственно под водой) изучены эксгаляции фумарольных полей, окружающих растущий андезитово-дацитовый купол подводного вулкана Бану Вуху (Индонезия). Подводные термы этого вулкана, по общему солево-му составу близкие океанической воде, в то же время несколько отличаются от последней более высоким содержанием растворенной углекислоты, повышенным содержанием растворенного кремнезема и значительным (до 140 мг/л) количеством коагулирующей железо-марганцевой взвеси; последняя в процессе коагуляции обогащается титаном, ванадием, германием, молибденом, свинцом, оловом и другими микрокомпонентами (Зеленов, 1965).

Из всего сказанного очевидно, что в результате подводных эксгаляций морская вода пополняет свой солевой состав и кроме того, что особенно важно, выделяет коллоидную фазу различных элементов, по тем

или иным причинам «теряющих право» находиться в истинном растворе. Формирующиеся коллоиды, естественно, строго подчиняются общим гидродинамическим законам бассейна и вместе со своей массой воды могут быть перемещены далеко за пределы породившего их подводного термального поля. Поскольку выделение разных коллоидов (гидроокислов металлов, фосфатов, кремнезема) происходит в специфических для каждого компонента физико-химических условиях среды и часто без разубоживания терригенным или пирокластическим материалом, в благоприятных для осадконакопления участках морских бассейнов могут возникать минералогически сравнительно чистые концентрации этих компонентов. Весьма вероятно, например, что именно так формируются фосфоритовые конкреции Багамской отмели, фосфор для которых поставляют подводные вулканы Малой Антильской дуги (Зеленов, 1963).

К сожалению, пока еще отсутствуют какие-либо определенные доказательства газотермальной деятельности вулканических проявлений на больших глубинах, за исключением, пожалуй, проблематической неисследованной пробы горячей пузырящейся воды, поднятой во время плавания «Дана» из придонных слоев Тирренского моря (сообщение Р. Дитца; Vuljan, 1955). Однако имеющиеся сведения об устойчивом обогащении глубинных вод океана углекислотой и кремнеземом (Vuljan, 1955), наряду с установленным широким распространением на его дне промышленных скоплений железо-марганцевых конкреций, содержащих заметное количество других элементов и образовавшихся в результате выделения соответствующих компонентов из морской воды (Мего, 1965), во всей совокупности косвенно свидетельствуют о широком развитии этого процесса и в океанических глубинах.

Таким образом, геологическое значение процессов подводного вулканизма заключается в том, что дно Мирового океана выстилается изверженной из земных глубин силикатной массой, а воды его обогащаются разнообразными химическими компонентами, которые поступают из остывающего вещества магмы, концентрируются в водной среде, перемещаются вместе с ней и способны выделяться и накапливаться на отдельных участках дна в результате изменения физико-химических условий. Современные примеры подобного перераспределения я только что приводил, упоминая фосфориты Багамской отмели и железо-марганцевые конкреции океанического ложа. Существенно, что месторождения, механизм формирования которых можно объяснить подводным вулканизмом, существуют и в древних морских осадочных толщах: достаточно упомянуть кварциты Кривого Рога, марганец Чиатуры, фосфориты Каратау.

Однако вопросы формирования этих грандиозных накоплений отнюдь не решаются одним лишь исследованием руды или современных донных осадков. Дело в том, что, изучая только конечный этап рудообразования, мы практически не имеем возможности выйти из круга многочисленных гипотез, как уже существующих на основе общепризнанной умозрительной теории литогенеза, построенной по существу без учета подводного вулканизма, так и навеянных новыми предположениями. Необходимым обоснованием этих гипотез, способным превратить их в теорию, является полное изучение механизма непосредственного поступления рудных веществ в водный бассейн, т. е. прямое исследование самих подводных аппаратов.

Иными словами, не гипотетическое, а истинное познание подводного вулканизма представляется сейчас одним из наиболее важных этапов на пути создания современной теории литогенеза. Особенно необходимы, в частности, более полная морфологическая типизация подводных аппаратов, уточнение деталей механизма их деятельности, выявление комплекса поступающих продуктов и определение масштабов их поступления. Помимо материала, для решения таких общетеоретических вопросов, как,

скажем, происхождение Мирового океана, непосредственные исследования подводных вулканов позволят получить исходные данные для расшифровки условий образования многих, осадочных пород и руд, а стало быть, и для научного обоснования прогнозов их поисков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Власов О. Е. Основы теории взрыва. М., 1945.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения в 1955—1963 гг., изд-во «Наука», 1965.
- Гушенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования, изд-во «Наука», 1965.
- Джонсон Г. В., Хиггинс Г. Х., Вайолет К. И. Подземные ядерные взрывы— В кн.: «Подземные ядерные взрывы», ИЛ, 1962.
- Живаго А. В. Тектоника и геоморфология дна южной части Индийского океана.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 10. Изд-во АН СССР, 1960.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— В кн.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации» Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия).— В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые», изд-во «Наука», 1965.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. ИЛ, 1964.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 10, Изд-во АН СССР, 1960.
- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 5.
- Шеньо М., Тазиёв Г., Фабр. О составе вулканических эманации архипелага Новые Гебриды.— В кн.: «Геохимия современных поствулканических процессов», Изд-во «Мир», 1965.
- Bullian M. Deen submarine volcanism and the chemistry of the ocean.— Bull. volcanol., 1955, ser. 2, N 17.
- Dias A. A. M. A crustal deforming agent and the mechanism of the volcanic activity in the Azores.—Bul. volcanol., 1959, N 21, ser. 2.
- Harde r H. Rezentesubmarinevulkanische Eisenansscheidungen von Santorin, Greichenland.— Fortschr. Mineral., 1960, N 2, ser. 38.
- Menard H. W. Archipelagic aprons.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1956, N 9.
- Mero D. The mineral resources of the Sea. 1965.
- Morimoto R., Ossaka J. The 1952—1953 submarine eruption of the Myojin Reef near the Bajonaise Rocks, Japan.— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1955, No 23.
- Neumann van Padang M. Uber die Unterseevulkane der Erde.— Ing. Ned—Indie, 1938, N 4.
- Okada T. Report of the oceanographical observations in the neighbouring seas of a new volcanic Islands «Iwozima Sinto» in July 1933.— J.Oceanogr., 1936, N 1.
- Reynolds M. A., Best J. G. The Tulumano volcano St. Andrew strait, Admiralty islands.— Rept. Dept. Nat. Development of Australia, 1957, N 3.
- Tazieff H. L'eruption 1957—1958 et la tectonique de Faial (Asores).—Bull. Soc. Belgique, 1958, 67, N 1.
- Verhoogen G. Mechanics of ash Formation.— Am. J. Sci., 1951, v. 249, N 71

## **О ЦИКЛИЧНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Вопрос о цикличности вулканических процессов, т. е. об известной повторяемости сходных явлений в поступательно развивающемся тектоно-магматическом процессе, представляет одну из важнейших проблем вулканологии.

В этой проблеме много еще неясного, об объемах циклов и сущности явления цикличности существуют противоречивые мнения. Некоторые исследователи вообще ставят под сомнение существование цикличности вулканических процессов, как закономерного явления. Такая точка зрения была недавно высказана И. В. Лучицким (1963) и Г. М. Фремдом (1963). По мнению Г. М. Фремда, понятие о цикличности вулканических процессов основано на неверной предпосылке о существовании в вулканических районах единого магматического очага, дающего все более и более кислый состав магмы. Как пишут И. В. Лучицкий и Г. М. Фремд, детальные исследования в вулканических районах Казахстана обнаруживают сложность строения вулканогенных толщ, в которых чередуются магматические продукты различного состава и нередко соседствуют лавовые излияния, не могущие быть продуктами одного магматического очага.

Крупномасштабные геологические съемки на Дальнем Востоке тоже показали пестроту состава и фациального характера вулканогенных толщ как на площади, так и в разрезах. На детально закартированных участках выявились многочисленные магноподводящие каналы и интрузивные тела в виде вулканических некков, даек, экструзивных куполов, субинтрузивных тел пластообразной, лаколитоподобной и других форм. Вулканические продукты у различных центров извержений весьма разнообразны по своему механическому и химическому составу. Резкая смена магматических продуктов различного состава нередко, действительно, показывает неприемлемость представлений об их происхождении из единого магматического очага.

Необходимость разобраться в сложном переплетении разнородных субинтрузивных тел и в запутанных взаимоотношениях вулканических продуктов различного состава диктуется частым залеганием у субинтрузий, экструзий и других вулканических аппаратов рудных залежей. При детальных поисковых работах геологов уже не удовлетворяют стратиграфические шкалы, выработанные для обширных вулканических районов при мелкомасштабных исследованиях. Естественно, что эта неудовлетворенность слишком общими стратиграфическими схемами, отражающими главные закономерности развития магматических процессов, вызывает критические замечания по поводу упрощенных представлений о цикличности вулканических проявлений, тем более, что наблюдения над современными вулканами показывают значительные изменения в составе лав, одновременно изливающихся из различных, иногда соседних очагов.

Однако ни действительная фациальная сложность вулканических толщ, ни выявляющаяся несостоятельность взглядов об образовании этих толщ за счет общего магматического очага, ни очевидное общее поступательное развитие магматического процесса Земли не могут служить причинами для отрицания цикличности (правильнее было бы оказать— ритмичности) вулканических явлений.

Вулканические процессы являются тонким индикатором тектонических условий, периодичность изменения которых мало у кого вызывает сомнения. Отдельные эпизоды—вулканические вспышки, происходящие нередко в различных структурных условиях, относящиеся к различным фазам развития данного вулкана, т. е. все эти «пестрые» извержения в масштабе геологического времени, создают в те или иные эпохи характерные вулканические толщи, чередующиеся, в общем, в определенной последовательности. При этом состав вулканических продуктов и последовательность в смене различных вулканических пород обычно видоизменяются в различных структурно-формационных зонах.

Несостоятельность теории единого очага не говорит еще о несостоятельности теории цикличности. Наоборот, явления, связанные с вулканической цикличностью, легче объясняются с позиций современных представлений о разноглубинных магматических очагах, чем дифференциацией магмы единого очага.

Благоприятными районами для изучения закономерностей вулканических процессов являются молодые вулканические пояса на восточной окраине Азиатского материка. Исследования притихоокеанских вулканических областей показывают четкое циклическое строение позднемиоценовых, палеогеновых и неогеновых толщ. Использование этой цикличности имеет большое значение для стратиграфии и облегчает поиски полезных ископаемых. Вопрос о вулканических циклах оказывается связанным с важной геоморфологической проблемой образования высоких поверхностей выравнивания. Сравнение разновозрастных вулканических циклов в пределах тектонически однородных районов помогает выявлению общей направленности тектоно-магматических процессов. Сопоставление разновозрастных циклов различных областей выявляет тектонические особенности этих областей, т. е. облегчает тектоническое районирование. Все это заставляет уделить явлению цикличности серьезное внимание и оправдывает составление настоящей статьи на основе материалов работ как автора, так и других исследователей в притихоокеанских вулканических зонах.

### **РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИИ О ЦИКЛИЧНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ У ТИХОГО ОКЕАНА**

Вулканические процессы, тектонические движения, формирование рельефа, седиментация — все эти явления находятся в тесной взаимосвязи. Цикличность вулканических процессов подчинена общей периодичности в развитии Земли. Поэтому естественно, что объемы «вулканических», «геотектонических», «геоморфологических» и «седиментационных» циклов в значительной степени совпадают.

Существует несколько порядков геотектонических циклов, от общих, продолжительностью в сотни миллионов лет, до частных, охватывающих промежутки времени в 10—25 млн. лет. Последние проявляются крупными ритмами отложений, обычно отделенными друг от друга несогласиями. Этим седиментационным ритмам в вулканических районах соответствуют «элементарные» вулканические циклы.

Ранее большинство исследователей учитывало преимущественно крупные циклы. Выявившаяся при металлогеническом анализе «полицикличность» развития большинства подвижных областей заставляет теперь обратить внимание и на более частные циклы.

Впервые на ритмичность строения палеогеновых и неогеновых толщ Сахалина и Камчатки указал в 1938 г. И. Б. Плешаков. Толщи-циклы с континентальными отложениями внизу и морскими вверху, выделенные им, оказались легко сопоставимы в пределах обширных территорий Сахалина и Камчатки, на основании чего он и сделал правильный вывод об обусловленности этого явления широко проявившимися тектоническими движениями — фазами альпийской складчатости. В циклах, выделенных И. Б. Плешаковым, вулканические проявления занимают вполне определенное положение, именно вулканические продукты основного состава приурочены преимущественно к нижним, а более кислого — к верхним частям циклов.

Ритмичность строения палеогеновых и неогеновых толщ Сахалина была подтверждена в последующем работами Б. М. Штемпеля, А. А. Капицы, И. Н. Кузиной, И. И. Ратновского, Б. А. Сальникова, С. Н. Алексейчика и других исследователей. С. Н. Алексейчик (1963) в палеогене и неогене Сахалина выделил 6 седиментационных циклов. Б. А. Сальников (1961) разделил угленосные отложения одного из неогеновых седиментационных циклов на ряд частных ритмов, оказавших большую помощь при корреляции разрезов.

Циклическое строение разрезов палеогена и неогена подтвердилось при проведении геологических съемок и на Камчатке. В районах сплошного развития труднорасчленимых вулканогенных толщ цикличность строения разрезов оказалась весьма важной для стратиграфии, что помогло выделить четко обособляющиеся циклы отложений и сопоставлять их с одновозрастными вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями соседних прогибов. Примером может служить Центрально-Камчатская вулканическая зона, где вулканические циклы, выделенные при мелкомасштабных геологических съемках, впоследствии были подтверждены многолетними тематическими работами В. К. Ротмана (1963). В мощных (более 3000 м) вулканогенных толщах Центральной Камчатки В. К. Ротман выделил 3 толщи-цикла, разделенных несогласиями. В основании циклов лежат базальтовые и андезитово-базальтовые лавы, выше сменяющиеся более кислыми вулканическими продуктами. В верхней части некоторых циклов, вместе с вулканическими продуктами наиболее кислого состава, развиваются гранитоидные интрузии и проявляются сильные гидротермальные процессы.

К. Ф. Сергеев, изучавший в 1959—1963 гг. вулканогенные толщи Курильских островов, установил проявление в них четкой цикличности со сменой снизу вверх основных пород более кислыми. Выделенные им в палеоген-неогеновых образованиях четыре цикла прослеживаются в пределах всей Большой Курильской дуги. Каждому циклу соответствуют характерные комплексы интрузивных пород. В верхней части циклов Курильских островов хорошо проявляется и регрессивная серия отложений. Более часто в притихоокеанских вулканических зонах наблюдается развитие лишь трансгрессивной части циклов. Это указывает на плавность опусканий при накоплении пород циклов и резкости поднятий, обуславливающих несогласия и резкую смену одного цикла другим.

За пределами вулканических районов вулканические циклы переходят в седиментационные. Обособляющиеся таким образом толщи вулканогенных и осадочных пород являются стратиграфическими подразделениями (порядка местных серий), выдерживающимся на больших площадях. Примером цикличности низшего порядка в вулканогенных породах являются четкие ритмы, наблюдающиеся в кратерно-озерных отложениях Курильских островов и Камчатки (Власов, 1960).

Не менее четко циклическое строение вулканогенных толщ проявлено в пределах Южного Приморья и Сихотэ-Алиня, причем более детальные работы на отдельных участках этих областей, как правило, подтверждали



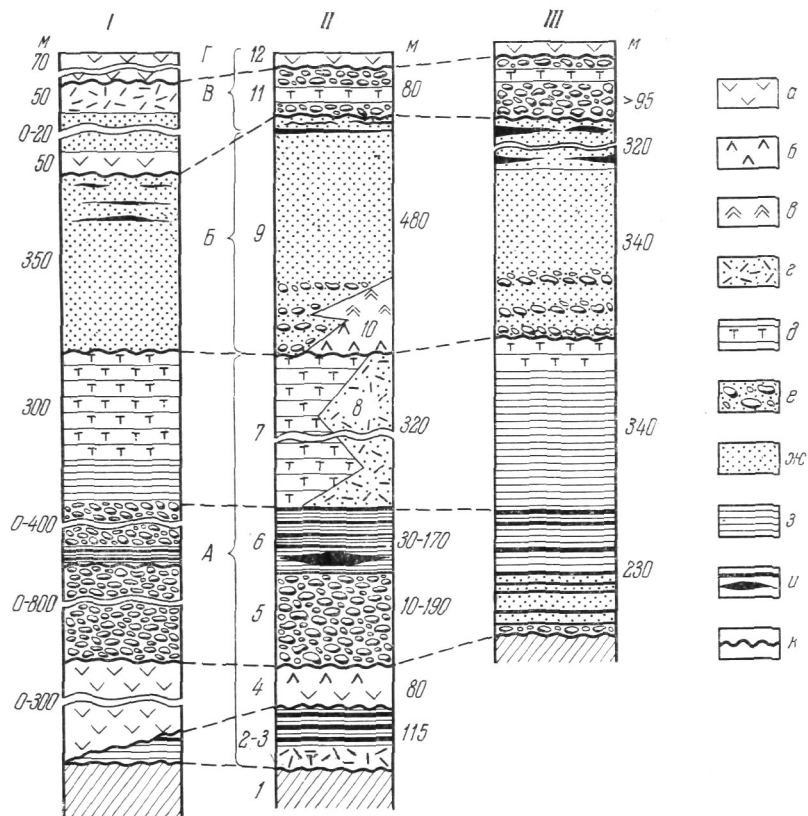


Рис. 1. Нормальные разрезы третичных образований южной части Приморья и северной части п-ова Кореи

I — разрез депрессии мейсен Северной Кореи (по Ф. Яманари); II — разрез хасанского бурогольного месторождения (по Г. М. Власову); III — разрез угловского бурогольного месторождения (по Б. М. Штемпелю и Г. М. Власову)

Стратиграфические подразделения (цифры у колонки II): 1 — дотретичные породы; А — палеоген; 2 — посьетские липариты и трахиты; 3 — посьетская угленосная свита; 4 — зайсановские оливиновые базальты (внизу) и двупироксеновые андезиты; 5 — конгломератовая подсвита хасанской свиты; 6 — угленосная подсвита хасанской свиты; 7 — надеждинская свита; 8 — краскинские липариты; Б — миоцен; 9 — усть-давыдовская свита; 10 — андезиты и дациты мыса Шелехова;

В — плиоцен; 11 — суйфунская свита; Г — четвертичные породы; 12 — плато-базальты

Литологический состав: а — базальты; б — андезиты; в — дациты; г — липарито-дациты и липариты; д — пепловые туфы; е — конгломераты; ж — песчаники и алевролиты; з — аргиллиты; и — угли; к — несогласия

и лишь несколько уточняли представления о цикличности, полученные мелкомасштабными геологическими съемками.

В Южном Приморье для позднемиоценового, палеогенового и неогенового времени автор настоящей статьи выделил, главным образом по материалам детальных съемочных, поисковых и разведочных работ на Угловском и Хасанском бурогольных месторождениях, четыре цикла (верхнемиоценовый, раннепалеогеновый, позднепалеогеновый и неогеновый), в которых закономерно сменяются (снизу вверх) лавы основного состава более кислыми вулканическими продуктами. В верхней части некоторых циклов имеются субвулканические интрузии. Вне вулканических зон вулканические циклы постепенно сменялись седиментационными ритмами туфогенно-осадочных отложений с грубообломочными отложениями внизу и более тонкими осадками вверху, указывающими на значительную выровненность рельефа области размыта. Смена вулканических пород осадочными в циклах проявляется при прослеживании третичных отло-

жений Хасанского района как на север, в Угловский район, так и на юг, в депрессию Мейсен, в северной части п-ова Кореи (рис. 1). Расстояния между разрезами, показанными на колонках, составляют 100—150 км.

Верхнемеловой и палеогеновый циклы с такой же, как в Хасанском районе, последовательностью накопления вулканических продуктов проявились в детально изученных в 1953—1960 г. Е. В. Быковской (1960) вулканогенных толщах Южного Сихотэ-Алиня (Ольго-Тетюхинский район). Точность сопоставления циклов Южного Приморья и Южного Сихотэ-Алиня (рис. 2) контролировалась найденными в туфогенных породах органическими остатками и определениями абсолютного возраста эффузивов.

К определенному выводу об отчетливой цикличности верхнемелового палеогенового и неогенового разрезов Южного Приморья и Южного

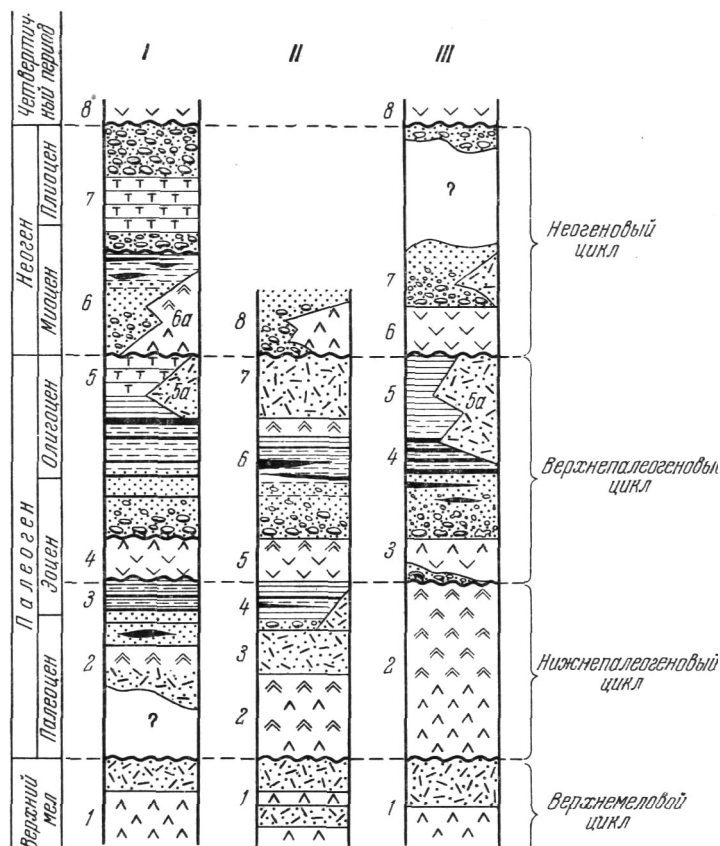


Рис. 2. Сопоставление разрезов верхнемеловых и палеогеново-неогеновых отложений Южного Приморья, Южного Сихотэ-Алиня, Центрального и Северного Сихотэ-Алиня I — разрез западного берега Амурского залива, (Южное Приморье, по Г. М. Власову): 1 — верхнемеловые породы; 2 — посъетские эффузивы; 3 — назимовская свита; 4 — зайсановские базальты; 5 — хасанская угленосная свита; 5a — краскинские липариты; 6 — усть-давыдовская свита; 6a — андезиты и дациты мыса Шелехова; 7 — суйфунская свита; 8 — плато-базальты; II — разрез Ольго-Тетюхинского района (Южный Сихотэ-Алинь; по Е. В. Быковской): 1 — верхнемеловые породы; 2 — сияновская свита; 3 — богопольская свита; 4 — топаузская свита; 5 — суворовская свита; 6 — возновская свита; 7 — брусиловская свита; 8 — неогеновые андезито-базальты, андезиты, местами грубообломочные туфогенные породы; III — разрез р. Кхуин — р. Самарга-бухта Сизиман-Амурский лиман, Центральный и Северный Сихотэ-Алинь (по В. Г. Плахотнику, В. А. Ярмолюку, Л. Б. Кривицкому и др.): 1 — верхнемеловые породы; 2 — самаргинская свита; 3 — кузнецовская свита; 4 — кхуинская угленосная свита; 5 — липаритовые пепловые туфы; 5a — липариты, липарито-дациты, перлиты; 6 — кизинская свита; 7 — неогеновые экструзивные и туфогенно-осадочные породы; 8 — плато-базальты

Сихотэ-Алиня пришли и многие другие исследователи (Берсеньев, 1963 и др.).

Исследования в Центральном и Северном Сихотэ-Алине обнаружили и в этих районах циклическое строение верхнемеловых и палеогеново-неогеновых толщ, сходное, как видно из рис. 2, с наблюдаемым в Южном Приморье и Южном Сихотэ-Алине (В. А. Ярмолюк, 1947—1948 гг.; Л. Б. Кривицкий, 1948; Г. М. Власов, 1933, 1950 гг.; М. А. Фаворская, 1946—1948 гг.; В. Г. Плахотник, 1953—1955 гг.; Э. П. Изох, 1959—1960 гг. и др.). Многолетние тематические исследования группы сотрудников ВСЕГЕИ (Э. П. Изох, И. В. Кунаев, Н. В. Луцкина, М. Г. Павлов, В. В. Русс и др.) установили, что каждый из вулканических циклов с последовательным изменением состава лав от сравнительно основного к кислому, отделен от других циклов угловым несогласием и включает серию интрузивных пород, также с последовательно меняющимся составом от основных к кислым (Э. П. Изох, 1964 г.). Интрузивные породы, комагматичные эффузивам, были выделены для различных частей верхнемелового и раннепалеогенового циклов Центрального и Северного Сихотэ-Алиня М. А. Фаворской (1956) и В. А. Кигай (1963). М. А. Фаворская отмечает также существование кор выветривания на базальтах, залегающих в основании циклов. Общий характер верхнемеловых и палеогеново-неогеновых разрезов и циклов в этих разрезах очень выдержан: надо учесть, что расстояния между нормальными разрезами, приведенными на рис. 2, составляют 300—500 км.

Четкую цикличность в строении вулканогенных толщ Охотско-Чукотского вулканического пояса описывают В. А. Титов (1945), И. М. Сперанская (1963) и др. И. М. Сперанская подчеркивает устойчивость границы между циклами, выраженной несогласием, в пределах всего Охотского побережья.

В. Г. Сахно (1963) цикличность развития вулканизма в течение позднего мезозоя (с верхней юры до конца мелового времени) устанавливает для Средне-Амурской, Западно-Сихотэ-Алиньской, Восточно-Сихотэ-Алиньской, Наданьхада-Бикинской и других вулканических зон Дальнего Востока.

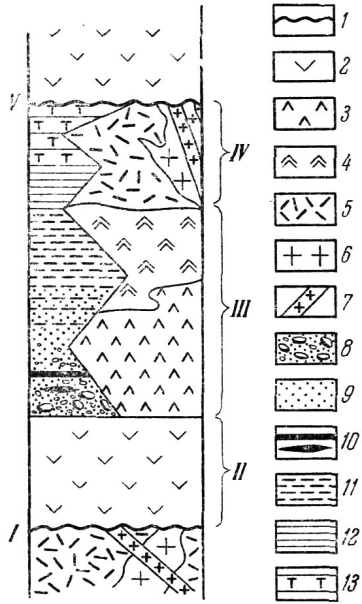
Е. А. Радкевич (1961) циклическое строение вулканических толщ с изменением пород в пределах циклов от более основных, к более кислым отмечает как общую особенность вулканических поясов Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Это явление она связывает с единым режимом тектонического развития вулканических поясов а пределах обширного региона.

Закономерности, обусловившие цикличность толщ в пределах Советского Дальнего Востока и Северо-Востока, по-видимому, проявлялись и в соседних зарубежных странах: характерные верхнемеловые и палеогеново-неогеновые вулканические толщи распространены за пределами нашей территории в соседних однотипных структурах Китая, п-ова Кореи и Японии. Примерами могут служить мощные толщи кислых эффузивно-пирокластических пород, венчающие верхнемеловой цикл за пределами Сихотэ-Алиня: в Южной Корее, Юго-Восточном Китае и Юго-Западной Японии (толща Буккокуджо), а также широкое распространение нижнемиоценовых базальтов и андезито-базальтов, слагающих основание неогенового цикла не только на территориях Камчатки, Сахалина и Курильских островов, но и в Японии (серия Мисака). Позднеплиоценовое время, отвечающее завершению позднеогенового цикла, характеризовалось на обширных площадях Восточной Азии извержениями больших масс пепловых туфов, пемзы и других агломератовых пород кислого состава.

Палеогеновые и неогеновые отложения Южного Приморья и Сихотэ-Алиня формировались в отдельных впадинах с горным обрамлением.

Рис. 3. Схема элементарного цикла

1 — межцикловая поверхность выравнивания; 2 — базальты; 3 — андезиты; 4 — дациты; 5 — липарито-дациты и липариты; 6 — гранитоидные интрузии; 7 — дайки лампрофировых пород; 8 — конгломераты; 9 — песчаники; 10 — угли; 11 — алевролиты; 12 — аргиллиты; 13 — пепловые туфы; I, II, III, IV, V — этапы формирования цикла



Исследованиями М. А. Фаворской (1956) Ю. Ф. Чемякова (1953), Н. А. Лебедевой (1957) и других в окружающих впадины горных районах были установлены высокие выровненные поверхности, бронированные базальтовыми лавами и несущие на себе коры выветривания. В настоящее время они подняты на абсолютные высоты до 800—1100 м. Н. А. Лебедева установила коррелятивные связи между процессами выравнивания, создавшими эти поверхности, и толщами сравнительно тонких осадков, аккумуляровавшихся во впадинах в эпоху с выровненным рельефом. Возраст высоких выровненных поверхностей оказался эоценовым, олигоценным, миоценовым и позднеплиоценовым, т. е. по времени образования поверхности выравнивания соответствуют границам циклов в разрезах впадин и соседних геосинклинальных прогибов (Власов, 1958).

Установление аналогии межцикловых поверхностей с поверхностями выравнивания открывает широкие возможности для выяснения геологической сущности циклов и природы выровненных поверхностей, т. е. для решения важнейшей проблем геологической и геоморфологической (Мещеряков, Горелов, 1963).

Таким образом, работами у Тихого океана выявляется совпадение седиментационных, вулканических и геоморфологических циклов, что естественно ввиду общности причин, обусловивших все эти явления.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЦИКЛОВ

Схема элементарного вулканического цикла, в его наиболее общем виде, приведена на рис. 3. Формирование такого элементарного цикла может быть разбито на следующие этапы.

1. Образование поверхности выравнивания, приуроченное к окончанию складкообразовательных движений. Смена этих движений поднятиями обычно сопровождается довольно продолжительной тектонической паузой, в течение которой происходит выравнивание рельефа и образуется кора выветривания (Пейве, Сеницын, 1950).

2. Перекрытие выровненной поверхности покровами лав основного состава, что может быть объяснено таким образом: следующие за складчатостью общие эпейрогенетические поднятия сопровождаются глубокими расколами земной коры и излияниями по образовавшимся трещинам базальтовых лав из глубинных очагов. Перекрытие выровненных поверхностей базальтовыми покровами и приуроченность базальтовых излияний к началу поднятий — представляет закономерное явление, отмеченное для многих вулканических районов (Армения — Паффенгольц, 1938; Северный Китай — Ishimura, 1933, и др.).

3. Накопление толщи вулканических пород среднего и кислого состава с развитием кислых пород преимущественно в верхней части.

По-видимому, за счет той же базальтовой магмы в более высоких частях земной коры образуются периферические магматические очаги, дающие при дифференциации и других процессах все более и более кислые вулканические продукты.

4. Наибольшее раскисление вулканических продуктов по времени совпадает со складкообразовательными движениями и внедрением интрузий. После становления интрузий нередко формируются дайки лампрофировых пород, что большинство исследователей связывает с продвижением к поверхности по трещинам магмы из более глубинных очагов.

5. Наконец, после прекращения складкообразовательных движений формируется новая межцикловая поверхность выравнивания.

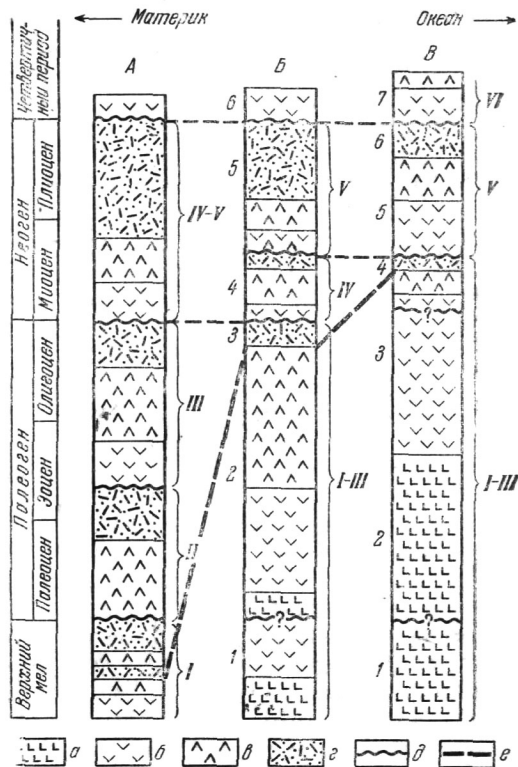
Выше отмечалось, что в разрезах вулканогенных пород Большой Курильской дуги имеются и регрессивные части циклов. Эти верхние части циклов обычно сложены базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами, которые несогласно перекрываются вулканогенно-обломочными породами близкого по составу характера. Такие видоизменения циклов понятны, если учесть приуроченность излияний основных лав к началу поднятий и то, что в геосинклинальных прогибах эти излияния начинаются еще в подводных условиях. Поэтому более ранние базальтовые потоки ложатся согласно на нижележащие отложения, образуя верхнюю регрессивную часть цикла. Лишь при дальнейшем развитии поднятий продолжающийся в субаэральных условиях вулканизм (совместно с размывающей деятельностью моря) обуславливает несогласное перекрытие основных лав вулканогенно-обломочными породами сходного состава. Таким образом, по характеру верхней части вулканических циклов можно различать подводные и субаэральные излияния основных лав.

В соседних, с вулканическими зонами, впадинах и прогибах видоизменения циклов заключаются, прежде всего, в полном или частичном замещении вулканических пород туфогенно-осадочными отложениями. На межцикловой поверхности (часто с корой выветривания) здесь обычно лежат базальные конгломераты, выше нередко сменяющиеся угленосными отложениями, а затем — морскими терригенными отложениями с последовательно уменьшающимися размерами обломочных зерен. Вблизи вулканических зон в седиментационных циклах проявляются отдельные потоки базальтовых и андезитовых лав, а в верхних частях циклов залегают слои кристаллических и пепловых туфов или мощные толщи алевролитовых и пелитовых туффов, соответствующих по составу кислым лавам.

Близки к изложенным представления о цикличности вулканических процессов многих исследователей других районов СССР, например, Карпат (Соболев, Костюк и др., 1955), Малого Кавказа (Паффенгольц, 1962; Габриелян, 1962, и др.), Казахстана (Коптев-Дворников, 1940), Азербайджана (Абдулаев, 1962) и др. В пределах большинства вулканических областей СССР наблюдаются общие периодические изменения состава изливавшихся лав от основных или средних к кислым и установлены закономерные связи этого явления с другими процессами (поднятия и опускания, растяжение и сжатие Земли, внедрение интрузий, эндогенное рудообразование и пр.). Тектоно-магматические циклы различного порядка выделяются многими исследователями на Урале, причем возрастные границы циклов изменяются в пределах всей Уральской складчатой области очень незначительно (Штейнберг, 1983). Описанные элементарные циклы, характерные для притихоокеанских вулканических областей, близки по своим особенностям и продолжительности к геотектоническим циклам третьего порядка Урала, соответствующим промежуткам между фазами складчатости. «Внутри этих циклов,— подчеркивает А. А. Пронин (1963),— главным образом и наблю-

Рис. 4. Изменения разрезов вулканических толщ в районах, различно удаленных от Тихого океана

*А* — Восточный Сихотэ-Алинь (окраинный вулканический пояс). Наименования свит см. на рис. 2; *Б* — Центральная Камчатка (внутренняя дуга): 1—ирунейская серия; 2—крапивнинская свита; 3—альбитофиры бухты Жировой; 4—березовская свита; 5—алнейская серия; 6—плато-базальты. *В* — Восточная Камчатка (внешняя дуга); 1—верхнемеловые эффузивы и туфы; 2—краноцкая серия; 3—богачевская серия; 4—тюшевская серия; 5—каванская серия; 6—эрмановская свита; 7—четвертичные породы Восточного вулканического пояса. Литологический состав: *а* — спилиты; *б* — базальты и андезито-базальты; *в* — андезиты и андезито-дациты; *г* — липариты и липарито-дациты; *д* — несогласия; *е* — нижняя стратиграфическая граница кислых вулканических пород; I—VI — вулканические циклы



даются закономерность развития и взаимосвязь осадочного, тектонического и магматического процессов». Важнейшее значение в абсолютной геохронологии циклов продолжительностью в 8,5—11 млн. лет подчеркивает Н. Ф. Балуховский (1963). Н. Ф. Балуховский и другие исследователи (Лунсгерстаузен, 1962) связывают происхождение циклов такого порядка с космическими причинами (пульсация поля мирового тяготения и др.).

Таким образом, тектоно-магматические циклы, проявляющиеся в вулканических толщах у Тихого океана, не относятся к провинциальным особенностям, а, очевидно, имеют развитие и в других вулканических областях Советского Союза. Они заслуживают большого внимания и должны выделяться в качестве элементарных геотектонических и вулканических циклов. Продолжительность формировавшихся у Тихого океана циклов примерно составляет: позднемеловой (сеноман-дат) — 15—20 млн. лет, раннепалеогеновый (палеоцен — ранний эоцен) — 15—20 млн. лет, позднепалеогеновый (средний эоцен — олигоцен) — 20—25 млн. лет, неогеновый — 25—30 млн. лет. Неогеновый цикл является сложным (суммарным) и в некоторых зонах разделяется на два элементарных цикла: нижне-среднемиоценовый, продолжительностью примерно 10—13 млн. лет, и верхнемиоценово-плиоценовый, продолжительностью 15—17 млн. лет.

#### ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЦИКЛОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ

Сравнение разновозрастных вулканических циклов в разрезе одной зоны, а также сопоставление одновозрастных циклов вулканических зон, различно удаленных от Тихого океана, позволяют подметить некоторые закономерности общего порядка (рис. 4).

Изменения циклов в процессе развития какой-либо одной зоны отражают общую направленность вулканического процесса. В подвижных областях эта направленность проявляется последовательным раскисле-

нием магматических пород и все большим приближением периферических магматических очагов к поверхности. Вместе с перемещением очагов вверх происходит сближение эффузивных и интрузивных процессов, нередко до почти полного слияния их в пространстве и во времени. В циклах, отвечающих поздним этапам развития складчатых областей, субвулканические интрузии обычно размещаются среди эффузивных пород кислого состава и тесно ассоциируются с экструзивными куполами, туфолавами, игнимбритами. Образуется типичная вулкано-плутоническая ассоциация магматических пород. В этот период особенно интенсивно проявляются гидротермальные рудообразующие процессы. Поэтому время, когда формируются большие массы кислых вулканических пород с субинтрузиями, является важнейшей металлогенической эпохой. Процесс развития периферических магматических очагов, таким образом, является «сквозным», продолжающимся до окончания стабилизации складчатой области.

После складкообразовательных движений накопление вулканических продуктов периферических очагов прерывается на время излияниями основных лав из более глубинных очагов, и это периодически повторяющееся явление подчеркивает циклическое течение общего магматического процесса.

Все эти закономерности хорошо проявляются в Курило-Камчатской дуге и Восточнэ-Сихотэ-Алиньском вулканическом поясе. Для первого региона достаточно подробные описания имеются в 31-м томе «Геологии СССР» (Камчатка, Курильские и Командорские острова). Н. А. Беляевский, Ю. А. Громов и Л. А. Баскакова (1963), характеризуя особенности позднего этапа развития Сихотэ-Алиня, подчеркивают, что «в конце мела или начале палеогена интрузивная деятельность оказалась самым тесным образом сопряженной с излияниями эффузивов, главная масса которых отвечала риолитовой магме. Одновременно, наряду с ними, появились также базальты, андезиты и другие эффузивные породы среднего и основного состава, которые свидетельствуют о том, что иногда трещины своими корнями уходили в достаточно глубокие зоны земной коры».

К выводу о существовании двух магматических очагов, дававших кислую и более основную магмы, пришел Ф. Г. Федчин (1963), изучавший меловые вулканогенные толщи Малого Хингана.

Существование разноглубинных магматических очагов доказывается геофизическими исследованиями на Камчатке. В то время, как глубина очагов базальтовой магмы определяется геофизикой в 60—70 км (Горшков, 1956), периферические магматические очаги устанавливаются под некоторыми (например, Авачинским) вулканами на глубине 4—6 км от поверхности (Ривощ, Штейнберг, 1963).

Разноглубинность магматических очагов и выявляющееся у Тихого океана последовательное перемещение вверх периферических очагов хорошо согласуются с представлениями Ю. А. Кузнецова (1962) о магмообразовании на различных уровнях земной коры и о происхождении различных магматических формаций подвижных зон из разноглубинных очагов.

После стабилизации складчатой области, отмеченной сближением интрузивных и эффузивных процессов и массовым извержением на поверхность кислых магматических продуктов, переход к платформенному состоянию, наоборот, проявляется развитием излияний основных лав. Деятельность периферических магматических очагов к этому времени прекращается или ослабевает, общая же жесткость земной коры способствует образованию глубоких трещин и проникновению базальтовой магмы из глубинных очагов. Для Восточного Сихотэ-Алиня этот момент наступил в конце мелового — начале палеогенового времени, для Центральной Камчатки — в конце неогена. Курильские острова и Восточная

Камчатка лишь сейчас вступают в эпоху выходов периферических магматических очагов на поверхность и извержений кислого вулканического материала в форме грандиозных эксплозий с выбросами больших масс пемзы, формированием игнимбригов и пр. Соответственно перемещаются во времени при движении с запада на восток и важнейшие металлогенические эпохи (поздний мел — палеоген для Сихотэ-Алиня, неоген — для Центральной Камчатки, продолжающиеся в настоящее время процессы рудообразования в современной геосинклинальной обстановке Курильских островов и Восточной Камчатки). Все эти явления — отражение последовательного развития тектонических процессов у Тихого океана с запада на восток.

Кроме омоложения возраста кислых вулканических пород в восточном направлении, отличия тектонической структуры различных зон у Тихого океана подчеркиваются общим уменьшением количеств кислых лав и туфов по направлению к Тихому океану. Как отмечает Е. К. Устиев (1963), средний состав магматических продуктов окраины Азиатского материка соответствует липаритам, Камчатки и Курильских островов — андезитам, внутриокеанической области — базальтам. Меняется соответственно и металлогения различных зон, причем даже однотипные формации характеризуются в различных зонах отличным составом руд. Все это отражает различия в строении земной коры притихоокеанских областей.

На рис. 4 видно, что вулканические циклы становятся «мельче» в поздние этапы развития складчатой области. Это, по-видимому, связано с увеличением жесткости земной коры, что способствует образованию расколов и более частым прорывам базальтовой магмы к поверхности. В Сихотэ-Алине наиболее мелкие (но четкие) циклы проявились в позднемеловое и палеогеновое время, в последующем же, после окончательной стабилизации области, границы циклов стали неопределенными, и частные циклы сливались в более крупные («суммарные»). В области более поздней стабилизации (Центральная Камчатка) четкая дифференциация циклов начинается лишь после окончания ранних этапов развития, с неогена. Наконец, во внешних дугах (Восточная Камчатка) обособление элементарных циклов происходит с конца неогена, причем здесь получает развитие и самый молодой четвертичный цикл. Во всех случаях нижняя возрастная граница развития элементарных циклов совпадает со временем появления значительных количеств кислых вулканических продуктов. Это позволяет догадываться и о второй возможной причине рассматриваемой закономерности: образование элементарных циклов становится возможным лишь после формирования периферических магматических очагов с кислыми дифференциатами на относительно высоких уровнях земной коры. После сказанного становится понятной удивительная четкость циклического строения вулканогенных толщ Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: окраинные наложенные вулканические пояса типа Сихотэ-Алинского соответствуют самым поздним этапам развития складчатой области. Большая мощность сиала под ними благоприятствует формированию периферических очагов с гранитоидной магмой. Далеко зашедшая дифференциация и приближенность к поверхности очагов обуславливают извержения больших масс кислого вулканического материала. Жесткость земной коры в местах развития поясов способствует образованию разломов и периодическим излияниям базальтовых лав. Благодаря всему этому вулканические циклы в пределах окраинных поясов получают наиболее контрастное выражение.

Из сравнения вулканических циклов различных зон у Тихого океана следует важный вывод о том, что в соседних, но разнотипных вулканических зонах могут одновременно формироваться толщи кислых и основ-



ных вулканических пород. При этом на поднимающихся структурах обычно развивается магматизм с более кислыми магматическими продуктами.

Закономерности, выявляющиеся у Тихого океана, в той или иной степени свойственны и более древним складчатым областям. Например, на Урале также широко проявляется выдержанность магматических комплексов в пределах отдельных структурно-формационных зон и резкая изменчивость магматических образований при переходе в соседние зоны, а иногда и на отдельных участках одной и той же структурно-фациальной зоны с отличающимися структурными условиями. Одновременное формирование спилитов в прогибах и гранитоидов на соседних поднятиях составляет проблему и для Урала, и уральские геологи также склонны объяснять это явление существованием разноглубинных очагов с магмами различного состава и параллельным течением базальтового и гранитоидного магматических процессов.

Таким образом, цикличность вулканических процессов отнюдь не исключает определенной направленности магматических процессов. При использовании закономерностей циклического строения вулканических толщ для целей стратиграфии, тектонического районирования, металлогенического прогнозирования необходимо учитывать не только тектонические условия различных зон, но и особенности общего течения магматического процесса.

Что касается закономерностей развития во времени межцикловых поверхностей выравнивания, то следует сказать, что имеющиеся у Тихого океана возможности для выявления этих закономерностей еще используются в крайне малой степени. Межцикловые поверхности выравнивания по степени выравнивания и масштабу проявления процесса выравнивания на площади, по-видимому, можно подразделить на несколько порядков. В наибольшей степени процесс выравнивания рельефа у Тихого океана проявился в самом конце олигоцена, что соответствует для притихоокеанских молодых складчатых областей прединверсионному периоду, я в конце плиоцена, т. е. в период окончательной стабилизации обширных площадей складчатых областей. Бронирующие эти поверхности нижнемиоценовая и верхнеплиоценово-нижнечетвертичная толщи основных эффузивов являются очень выдержанными на обширных пространствах Восточной Азии. Отчетливо выражены в большинстве районов также и коры выветривания соответствующих возрастов (раннемиоценовая и позднеплиоценово-раннечетвертичная).

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

1. Цикличность вулканических явлений связана с общей периодичностью тектонических процессов, и среди вулканических циклов, так же, как и среди геотектонических, могут быть выделены различные порядки. Наиболее четко обособляются частные («элементарные») вулканические циклы, развивающиеся в периоды между отдельными фазами складчатости (чаще 10—25 млн. лет). Вне вулканических зон, в соседних прогибах, вулканические циклы входят в седиментационные.

2. Межцикловые границы представляют послескладчатые поверхности выравнивания, захороненные под толщами вулканических пород и осадков в структурах, испытывавших опускание (прогибы, впадины).

3. Явление цикличности вулканических процессов хорошо согласуется с существованием разноглубинных магматических очагов.

4. Отражая различные тектонические условия, вулканические циклы оказывают большую услугу при тектоническом районировании территорий. Сравнение разновозрастных циклов одного разреза помогает выявить общую направленность тектонических и магматических процессов.

5. К числу, по-видимому, общих закономерностей относится наблюдающееся у Тихого океана последовательное уменьшение величины циклов и увеличение их контрастности в поздние этапы развития складчатых областей. Наиболее четко элементарные циклы проявляются в окраинных вулканических поясах, формирующихся в заключительный этап развития складчатой области у ее границы с возникающими прогибами.

6. Для успешного использования цикличности при корреляции разрезов, тектоническом районировании, металлогеническом прогнозировании необходимо учитывать обычное изменение состава магматических продуктов и характера цикличности при переходе из одной структурно-формационной зоны в другую. Нередко это происходит и в пределах структурно-формационной зоны при резко меняющихся местных тектонических условиях.

7. Критические замечания в адрес теории цикличности вулканических процессов вызваны главным образом тем обстоятельством, что имеющиеся слишком общие стратиграфические шкалы вулканических областей стали недостаточными при развитии крупномасштабных геолого-съемочных и поисковых работ. Для этих работ необходимы детальные стратиграфические разрезы частных структурно-формационных зон и отдельных участков зон, отличающихся одна от другой тектоническими условиями. В связи с этим сейчас возникает серьезная задача районирования вулканических поясов, выделения в пределах поясов структурно-формационных зон, использования векторности в строении этих зон, выраженной сравнительной устойчивостью тектонических и прочих условий в направлении вдоль простирания зон, при резкой изменчивости этих условий в поперечном направлении. Без решения этой задачи геологи, составляющие детальные карты вулканических областей, не смогут отделить главное от многочисленных частных, обусловленных фациальной пестротой вулканических образований.

Для облегчения дробного тектонического районирования вулканических поясов целесообразно располагать детальные геологические съемки полосами, ориентированными поперек простирания поясов от их границ до границ (как это было сделано в свое время для Кавказа). Это даст возможность получить опорные разрезы и выделить вулканические зоны и подзоны, отличающиеся одна от другой структурой, стратиграфией вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, металлогенией и другими особенностями. Последующее картирование и поиски полезных ископаемых на промежуточных между разрезами участках вулканического пояса можно будет вести с учетом выявленной зональности и с применением для каждой зоны (и подзоны) собственной стратиграфической шкалы.

Детальные геологические съемки в вулканических районах нуждаются также в создании специализированной легенды, в разработке критериев глубинности формирования интрузивных и субинтрузивных пород, в получении более отчетливых представлений о процессах, происходящих при поднятии магмы в приповерхностную обстановку (взрывы с образованием агломератовых пород, игнимбритов, туфолав; паробразование и дегазация гидротерм; специфические гидротермальные изменения пород; образование над магматическими очагами вулканогектонических депрессий и др.). Эти и многие другие поставленные практикой задачи отражают качественные отличия этапа, в которые входят теперь вулканология и учение о вулканических формациях. В этом новом этапе явлению периодичности развивающегося (с определенной направленностью) вулканического процесса как важнейшей закономерности развития Земли должно уделяться большое внимание.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексейч и к С. И. Тектоника и нефтеносность острова Сахалина. Автореф. докт. дисс. Оха, 1963.
- Абдуллаев Р. Н. Мезозойские вулканические формация Азербайджана.— В сб.: «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
- Балуховский Н. Ф. Геологические циклы.— Природа, 1963, №2.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. А., Баксакова Л. А. Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня.— В сб.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., 1963.
- Берсеньев И. И. Основные черты тектоники Приморского края.— В сб.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., 1963.
- Быковская Е. В. Стратиграфия и петрология верхнемезозойских и кайнозойских вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района. (Автореф. канд. дисс.). Л., 1960.
- Быковская Е. В., Потапова З. П., Соколов Р. П. История вулканизма южной части Дальнего Востока в позднем мезозое и кайнозое.— В сб.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., 1963.
- Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма тихоокеанских окраин СССР.— Труды XX сессии Междунар. геол. конгресса, т. 2. Мехико, 1957.
- Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— Геоморфол. сборник ВСЕГЕИ, 1958а, № 2.
- Власов Г. М. Основные черты геоморфологии Камчатки.— Труды I пленума Межведомств. геоморфол. комиссии, 1958б.
- Власов Г. М. Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов.— Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Власов Г. М. Особенности кратерно-озерных отложений.— БМОИП, отд. геологии, 1960, т. XXXV (6).
- Власов Г. М. История геологического развития Приохотских геосинклиналей.— Материалы Совещания по разработке унифицированной стратиграфии Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., 1961.
- Власов Г. М. Задачи палеовулканологических исследований на Дальнем Востоке.— Труды Лабор. палеовулканологии, вып. 1. Алма-Ата, 1963а.
- Власов Г. М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья.— Труды Лабор. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, 1963б.
- Габриелян А. А. Связь эффузивного вулканизма с тектоникой.— В сб.: «Вопросы вулканизма», Изд-во АН СССР, 1962.
- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4.
- Изох Э. П. Магматизм Северного Сихотэ-Алиня и прилегающих районов левобережья р. Амура. В кн.: «Геология СССР», т. XIX, 1966.
- Костюк В. П. Очерк мезо-кайнозойской магматической деятельности в Советских Карпатах.— В сб. «Вопросы вулканизма», Изд-во АН СССР, 1962.
- Коптев-Дворников В. С. История вулканизма Центрального Казахстана в палеозое.— Материалы по геологии Центрального Казахстана, 1940.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— Геология и геофизика, 1962, № 10.
- Кузина И. Н. Стратиграфия неогеновых отложений Сахалина.— Материалы Совещания по разработке унифицированной стратиграфии Сахалина, Камчатки, Курильских островов и Командорских островов. М., 1961.
- Кигай В. А. Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулcano-плутонических формаций.— Автореф. канд. дисс., М., 1963.
- Лебедева Н. А. Геоморфология, неогеново-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья (Приханкайский район).— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1957, вып. 13.
- Лунсгерсгаузен Г. Ф. Периодичность геологических процессов.— В сб.: «Четвертое совещание по проблемам астрогеологии», 1962.
- Луцицкий И. В. Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций.— Труды Лабор. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, 1963.
- Мархинин Е. К. Об одной важной стороне проблемы кальдер.— В сб.: «Проблемы вулканизма», Изд-во АН СССР, 1962.
- Мещеряков Ю. А., Горелов С. К. Второй Пленум Межведомственной геоморфологической комиссии при ОГГН АН СССР, посвященный проблеме поверхностей выравнивания.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 1.
- Паффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолов Армении.— Зап. Всерос. минерал. об-ва, 1938, т. 67, № 3.
- Паффенгольц К. Н. Вулканические циклы Кавказа.— В сб.: «Вопросы вулканизма», Изд-во АН СССР, 1962.

- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.—Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области.— Сов. геология, 1938, № 6.
- Пронин А. А. О связи тектоники и магматических процессов в геологической истории Урала.— В сб.: «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Труды Первого Уральск. петрогр. совещания, т. I. Свердловск, 1963.
- Радкевич Е. А. Проблема Тихоокеанского рудного пояса и задачи дальнейших работ.— В сб. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., 1963.
- Ратновский И. И. Стратиграфия палеогена Сахалина.— Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки и Командорских островов. М., 1961.
- Ривош Л. А., Штейнберг Г. С. Геофизическое изучение Камчатских вулканов.— Геология и геофизика, 1963, № 6.
- Ротман В. К. История вулканизма Центральной Камчатки в позднемиоценовое и кайнозойское время.— Автореф. канд. дисс. Л., 1963.
- Сальников Б. А. Детальная стратиграфия третичных угленосных отложений Сахалина.— Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., 1961.
- Сахно В. Г. Некоторые особенности мезозойского вулканизма в различных структурно-фациальных зонах юга Дальнего Востока.— В сб.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., 1963.
- Святловский А. Е. Вулканизм, тектоника и проблема актуализма.— В сб.: «Вопросы вулканизма», Изд-во АН СССР, 1962.
- Соболев И. Д. Тектоника и вулканизм Урала.— В сб.: «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Труды Первого Уральск. петрогр. совещания, т. I. Свердловск, 1963.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, 1955.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1963, № 16.
- Титов В. А. Верхнемезозойский вулканизм Охотского склона.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1945, № 1.
- Устиев Е. К. Магматизм Охотского пояса.— В сб.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., 1963.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня.— Труды ИГЕМ, 1956, вып. 7.
- Федчин Ф. Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба.— Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1963.
- Фрейд Г. М. Фациальная изменчивость вулканогенных формаций и проблема цикличности.— Труды Лабор. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, 1963.
- Чемков Ю. Ф. Древние поверхности выравнивания в южной половине Советского Дальнего Востока.— Труды ВСЕГЕИ, Материалы по геоморфологии, 1953.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала.— В сб.: «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Труды Первого Уральск. петрогр. совещания т. I. Свердловск, 1963.
- Ishimura T. Geological consideration of some basalt flows on the frontier district of N. Korea.— Proceedings of the Fifth Pacific Science Congress. Canada, 1933.

## О РОЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ПРОЦЕССЕ СТАНОВЛЕНИЯ И ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Понятие «геологическое строение гидротермальных систем» охватывает широкий круг вопросов. По мнению автора, главными из них являются: водовмещающие породы и водоупоры; тектоника участков; вторичное минералообразование; фациальные переходы.

Фактический материал, полученный при исследовании районов современных термопроявлений в СССР и за рубежом, позволяет сделать некоторые обобщения по отдельным факторам, составляющим основу геологических структур гидротермальных систем в областях современного вулканизма.

### Водовмещающие породы и водоупоры

Фильтрационные свойства водовмещающих пород являются основными характеристиками, определяющими динамику гидрогеологических систем. Эти свойства обусловлены особенностями литологических структур, цементацией и степенью трещиноватости пород.

В категорию водовмещающих входят как осадочные, так и изверженные горные породы, различающиеся между собой характером и объемом свободного пространства.

Породы, обладающие низкими коэффициентами проницаемости даже для термальных вод, относятся к разряду водоупоров.

По строению водовмещающих толщ изученные современные высокотемпературные гидротермальные системы можно подразделить на два типа: Паужетско-Вайракейский и Лардерелло.

Паужетско-Вайракейский тип. Водовмещающие породы гидротермальных систем этого типа представлены псефитовыми туфами дацитового или андезитового составов. Обычно они слагают горизонты, которые в пределах толщ чередуются с горизонтами алевропелитовых или алевропсаммитовых туфов. Общая мощность толщ измеряется несколькими сотнями метров.

Псефитовые туфы, как правило, характеризуются высокой пористостью, величина которой может быть оценена из объемного веса скелета грунта. Последний для образцов, взятых из Паужетской свиты, в среднем составляет около  $2,0 \text{ г/см}^3$ . Цементация псефитовых туфов очень слабая. Часто это лишь слабоуплотненные породы. Однако активная пористость их крайне низка. Так, например, коэффициенты проницаемости паужетских псефитовых туфов колеблются в пределах 0,5—1,0 миллиарда<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Коэффициенты проницаемости определялись в экспериментальной лаборатории Института вулканологии СО АН СССР.

Для водоносных толщ этого типа характерна слабая трещиноватость. На 1 пог. м разреза обычно приходится не более двух трещин. Чаще всего — это трещины скола с ровными краями. Исключение составляют участки интенсивных зон дроблений. Сеть крупных разрывных нарушений тоже разрежена. Так, в очаге разгрузки Паужетской гидротермальной системы, на протяжении 1,5 км, отмечаются три зоны нарушений. Каждая из зон имеет несколько разломов, расположенных в непосредственной близости один от другого. Подобная же картина наблюдается в строении Вайракейской гидротермальной системы.

В зонах дроблений скорости фильтрации термальных вод возрастают в несколько раз, что доказывается резким увеличением дебитов скважин, вскрывших зоны нарушений. Так, например, дебит скважин, не вскрывших зоны дроблений на Паужетке, составляет несколько килограммов в секунду, в то время как скважины, вскрывшие зоны нарушений, имеют расходы от 20 до 40 кг/сек. Коэффициенты проницаемости псефитовых туфов, вычисленные по данным откачек из скважин, расположенных вне зон дроблений, на порядок меньше коэффициентов проницаемости сильнотрещиноватых туфов, но не превышают 0,03 дарси (Сугробов, 1965).

В верхней части разрезов присутствуют прослои, сложенные, породами с плохими фильтрационными свойствами. В разрезах Паужетской свиты роль верхнего водоупора играют горизонты алевропелитовых туфов, в Вайракейской — горизонты формации Хука, представленные сланцами, пемзовым песчаником и диатомитом. Мощность их по разрезу меняется от 0 до 100 м на Паужетке и от 70 до 150 м в Вайраки. Микроскопические определения алевропелитовых туфов Паужетки позволяют прийти к выводу об их высоких водоупорных свойствах. Алевропелитовые и пелитовые туфы плотные, сильноолитифицированные, имеют раковистый излом. Они слабо затронуты процессами гидротермального метаморфизма, что можно объяснить слабым водообменом между активными растворами водоносного горизонта и поровыми растворами алевропелитовых и пелитовых туфов<sup>2</sup>.

К Паужетско-Вайракейскому типу относится большинство известных в настоящее время высокотемпературных гидротермальных систем мира: Гейзерная, Узонская (Камчатка), Вайотапу (Новая Зеландия), Оникобе (Япония) и многие другие. Геологическое строение их во многом идентично — это водовмещающие слабопористые, слаботрещиноватые, с низкими коэффициентами проницаемости толщи, перекрытые водонепроницаемыми горизонтами плотных пород. Если нет полной идентичности в литологическом составе, то аналогия сохраняется для фильтрационных свойств.

Тип Л а р д е р е л л о. Водоносные толщи этого типа имеют существенно иной характер. В Лардерелло они представлены «ангидритовой серией» (главным образом известняки мезо-кайнозойского возраста с небольшим количеством ангидрита). Одной из характерных особенностей продуктивного горизонта является сильная трещиноватость. Такие толщи имеют высокие коэффициенты проницаемости, хотя какие-либо количественные оценки отсутствуют, указывается лишь на крайне незначительный перепад температур термальных вод по глубине в водоносном горизонте (Фасса, Tonani, 1964). Такой характер распределения температур обусловлен быстрым конвективным теплообменом, что возможно лишь при хороших фильтрационных свойствах водоносных толщ. «Ангидритовая серия» перекрывается мощным чехлом сланцеватых глин (в пределах 200—800 м).

В настоящее время известна еще одна гидротермальная система подобного типа — это Большие Гейзеры Калифорнии (США). Отличи-

<sup>2</sup> Коэффициенты проницаемости алевропелитовых туфов из водоупорного горизонта Паужетской гидротермальной системы не превышают  $4 \cdot 10^{-5}$  дарси.

тельной особенностью ее является литологический состав водоносной толщи, которая представлена терригенно-осадочными образованиями юрского возраста. Но, как и в Лардерелло, продуктивный горизонт здесь сильно трещиноватый (McNitt, 1961). На водоносной толще с угловым и стратиграфическим несогласием залегает горизонт песчаников с прослоями плотных сланцев. Коэффициент проницаемости пород этого горизонта менее 1 миллиарда.

### Тектоника участков

Условия питания и разгрузки гидротермальных систем в значительной степени определяются особенностями тектоники участков. По характеру тектоники выделяются те же два типа — Паужетско-Вайракейский и Лардерелло.

Паужетско-Вайракейский тип. Геологическая история районов гидротермальной деятельности современных вулканических областей характеризуется массовыми внедрениями экструзий различного состава, от риолитов до андезитов. Прорывая туфогенные или туфогенно-осадочные толщи, они производят местные нарушения в их залегании. Эти толщи распространяются на незначительные расстояния от купола экструзивного тела. Как правило, вблизи экструзивного купола нарушения туфогенных и туфогенно-осадочных толщ выражаются в разрыве сплошности слоев. В одних случаях на теле купола экструзии наблюдаются крупные блоки прорванных пород, в других — толщи у контакта с экструзивным куполом «поставлены на голову». По мере удаления от купола углы падения толщ уменьшаются. Так, например, в районе Гейзерной гидротермальной системы (Камчатка) по контакту экструзий с туфогенно-осадочной толщей угол падения составляет  $55^\circ$ , а на расстоянии 500 м от контакта —  $20^\circ$ .

При изучении районов развития гидротермальных систем устанавливается, что контакты в направлении от купола преимущественно имеют небольшие углы падения. Это позволяет предполагать, что в процесс поднятия не только вовлекаются участки, тяготеющие к экструзии, но происходит поднятие и более крупных сопредельных районов.

Прослеживание отдельных маркирующих горизонтов в туфогенно-осадочных толщах позволяет установить амплитуду поднятия, которая иногда достигает 800—1000 м. В результате таких подъемов образуется моноклиналиное залегание. Если вершинные части экструзивных тел располагаются в виде полукруга или полуэллипса и внутри них находится блок туфогенно-осадочных или осадочных пород, возможна другая модификация моноклинали — с центриклиналильным замыканием. Так, для Паужетки и Узона характерно моноклиналиное залегание водовмещающих пород, а для Долины Гейзеров — центриклиналильное. Для Вайракейской гидротермальной системы (Grindley, 1961) характерна «моноклиналиль» с пологими углами наклона. В западной части района Вайраки под псефитовыми туфами встречены субповерхностные интрузивные тела. Эта часть района характеризуется более густой сетью разломов по сравнению с другими участками. Один из таких разломов образовался в 20-х годах нашего столетия (Grange, 1955).

В результате крупных подвижек, при которых скорость движения одного участка относительно другого заметно отличается, возможно формирование крупноблоковой структуры. «Моноклиналили» и «центриклиналили» разбиты сетью крупных трещинных нарушений, и блоки толщ смещены относительно друг друга. Наибольшие амплитуды наблюдаются вблизи экструзий. На удалении от них амплитуды сбросов затухают и в некоторых случаях измеряются несколькими метрами, по существу являясь зонами дроблений.

Тип Лардерелло. Согласно данным итальянских исследователей Факка и Тонани (1961), тектоника участка этих гидротермальных систем характеризуется структурой типа горста. В пределах приподнятого блока терригенные и хемогенные образования геосинклинального типа мезозойского возраста смяты в пологие складки. Сеть региональных разрывных нарушений ориентирована вдоль главного направления складчатости. Несогласно на невыровненную поверхность мезозойских известняков «ангидритовой серии» залегает толща сланцеватых глин.

### **Интенсивность теплового питания [И. Т. П.] гидротермальных систем и теплоперенос**

На платформах и древних геосинклинальных областях замеренные среднеземные значения тепловых потоков составляют  $1,2 \cdot 10^6$  ккал/см<sup>2</sup>сек. В условиях среднеземных значений температурного градиента, в соответствии с законом Фурье, стоградусная изотерма находится на глубине около 3 км. В вулканических областях на участках развития гидротермальных систем такие температуры наблюдаются на поверхности. В недрах некоторых гидротермальных систем на сравнительно небольших глубинах температуры достигают 200° С и более. На Паужетке на глубинах 300—400 м максимальные температуры близки к 200° С, в Вайотапу—295° С, в Калифорнии в одной из скважин замерена температура 270° С, а на глубине 1600 м предполагается 370° С (White et al., 1963).

Сравнительная характеристика геологической обстановки различных районов приводит к выводу, что современная гидротермальная деятельность в близповерхностных условиях должна обеспечиваться тепловыми потоками высокой плотности. Учитывая сложность геологических структур на пути движения теплового потока, следует предполагать возможность существования горизонтального сноса тепла за пределы участка с аномальными тепловыми потоками. До близповерхностных водных масс доходит лишь часть теплового потока, которая и питает гидротермальную систему. Эта часть теплового потока названа нами «интенсивность теплового питания гидротермальных систем». Замеренные значения И. Т. П. для некоторых гидротермальных систем, расположенных в различных вулканических областях, по данным В. В. Аверьева, Ф. Дугг и автора, составляют: для Долины Гейзеров  $2 \cdot 10^3$ — $2,4 \cdot 10^3$  ккал/км<sup>2</sup>сек (Averiev, 1964); для Паужетки —  $1,4 \cdot 10^3$  ккал/км<sup>2</sup>сек; для Верхне-Жировских источников—  $1,4 \cdot 10^3$  ккал/км<sup>2</sup>сек; для Санаторного ручья и Северо-Восточного фумарольного поля на вулкане Менделеева (о-в Кунашир, Курильские острова)—  $1,7 \cdot 10^3$  ккал/км<sup>2</sup>сек и для геотермального поля Ahuachapan (Сальвадор)—  $10^3$  ккал/км<sup>2</sup>сек (Dugg, 1961). Данные замеров И. Т. П. гидротермальных систем превышают среднеземные значения тепловых потоков в 100—200 раз и более.

Теплопередача в земной коре может осуществляться или через молекулярную (кондуктивную) теплопроводность, или же за счет конвективного переноса. В последнем случае перенос тепла осуществляется за счет перемещения масс теплоносителя, скорость передвижения которого находится в прямой зависимости от фильтрационных свойств водовмещающих толщ. Таким образом, теплоперенос в случае конвективной теплопередачи является функцией коэффициента фильтрации, теплоемкости теплоносителя и температуры.

Молекулярная теплопередача осуществляется через передачу тепловых импульсов молекулам минеральных составляющих пород. Интенсивность такой теплопередачи зависит в основном от температурного напора, и в меньшей степени — от строения минеральных составляющих, которые оцениваются коэффициентом теплопроводности, имеющим сравнительно небольшие колебания для разных горных пород.



Оценить значение необходимого температурного напора при кондуктивной теплопередаче для теплопотока определенной плотности позволяют расчеты, проделанные по формуле Фурье  $q = \lambda T/H$ , где  $q$  — тепловой поток,  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности,  $T/H$  — температурный градиент. Так, например, если взять для расчета замеренные значения И. Т. П. гидротермальных систем и коэффициенты теплопроводности, характерные для терригенно-осадочных пород, то значения температурных градиентов составят  $2,5-5,0^\circ\text{C}/\text{м}$ . При таких температурных градиентах на глубинах 200—400 м были бы тысячеградусные температуры.

Исходя из известных температур в недрах большинства гидротермальных систем и значений И. Т. П., следует предполагать существование конвективного теплообмена при передаче тепла из глубин на поверхность. В самом деле, в отличие от приведенных выше расчетных температур в недрах всех гидротермальных систем замеренные температуры ниже  $295^\circ\text{C}$ . Это, естественно, заставляет предполагать, что тепловой поток, питающий гидротермальную систему, в пределах последней переносится за счет конвективного движения термальных вод. Основное отличие конвективного переноса от молекулярной теплопроводности заключается в том, что в первом случае тепловой поток той же плотности переносится при более низких значениях температурного напора. Судя по данным замеров температурных градиентов, в водных потоках гидротермальных систем следует предполагать большую долю конвективного теплопереноса по сравнению с теплопереносом за счет молекулярной теплопроводности.

### **Роль геологоструктурного фактора в определении энергетического режима теплоносителя и теплового баланса гидротермальных систем**

Приведенные значения интенсивности теплового питания гидротермальных систем, несмотря на значительные колебания, имеют один и тот же порядок величин, т. е. аномальные значения теплового потока в различных районах развития гидротермальных систем близки. Однако теплофизические характеристики теплоносителя даже в пределах одной гидротермальной системы резко отличаются. Так, например, на о-ве Кунашир на склонах вулкана Менделеева в ручье Санаторном энтальпия воды не достигает и  $100 \text{ ккал}/\text{кг}$ , в то время как энтальпия пара на Северо-Восточном фумарольном поле того же вулкана равна  $639 \text{ ккал}/\text{кг}$ . В других случаях встречается пар с энтальпией, близкой к  $670 \text{ ккал}/\text{кг}$ .

Такие колебания в энергетическом уровне теплоносителя не могут быть объяснены лишь различием плотности И. Т. П. гидротермальных систем. Следовательно, колебания значений энтальпий теплоносителя в близкоповерхностных гидротермальных системах в значительной степени обусловлены их геологическим строением.

Приток тепла в систему определяется величиной И. Т. П. Теплопотери в близкоповерхностных высокотемпературных гидротермальных системах могут осуществляться несколькими путями, а именно: разгрузка термальных вод в жидкой фазе; через молекулярную теплопроводность; разгрузка термальных вод в газообразной фазе. В зависимости от того, какими путями происходят теплопотери, будет определяться тепловая схема гидротермальных систем. Выделенные нами два типа высокотемпературных гидротермальных систем — Паужетско-Вайракейский и Лардерелло имеют следующее строение расходной части теплового баланса: Паужетско-Вайракейский — теплопотери осуществляются за счет выноса термальных вод в основном в жидкой фазе, а также газообразной и через молекулярную теплопроводность; Лардерелло — теплопотери осу-

шествуются за счет выноса термальных вод в газообразной фазе и через молекулярную теплопроводность.

К Паужетско-Вайракейскому типу гидротермальных систем можно применить тепловую схему, известную в теплотехнике под названием «конвективный перенос тепла в условиях вынужденного потока»<sup>3</sup>, причем частный вариант этой схемы выглядит несколько сложнее, так как водный поток неизотермический. Если в изотермической среде при ламинарном характере течения перенос тепла в поперечном сечении осуществляется лишь за счет молекулярной теплопроводности, то в условиях неизотермической среды на ламинарное движение влияет естественная конвекция, вызванная температурной неоднородностью в поперечном разрезе. Характер распределения температур по глубине водного потока, низкие коэффициенты фильтрации в условиях напорной гидротермальной системы позволяют сделать вывод о применимости вышеизложенной схемы переноса тепла к системам Паужетско-Вайракейского типа.

Как уже говорилось выше, главные параметры водного потока определяются характером геологической среды. Распределение температур в водном потоке, схема теплопотерь, скорость движения термальных вод зависят от фильтрационных свойств водовмещающих пород и водоупоров, а также от тектоники водоносного горизонта.

Роль верхнего водоупорного горизонта в формировании высокотемпературных гидротермальных систем. В качестве примера разберем идеальную модель гидротермальной системы, дадим лишь качественную оценку роли верхнего водоупорного горизонта и оценим его возможности в формировании гидротермальных систем с высокотемпературным режимом теплоносителя.

Геологический разрез такой модели представим в виде двух горизонтов: нижний — водовмещающий, сложенный породами с хорошими фильтрационными свойствами; верхний — представлен плотными породами с крайне низкими коэффициентами проницаемости. Система подогревается снизу. Вода в водоносном горизонте находится в застойном режиме. Процесс нагревания в этой модели пойдет следующим образом.

Так как в первую очередь нагреваются нижние горизонты, поскольку термальная вода обладает меньшей плотностью, то создаются условия для действия архимедовых сил, в результате чего возникает передвижение воды из нижних горизонтов в верхние, к границе водоупорного горизонта. При хороших фильтрационных свойствах водовмещающих пород и большой удельной теплоемкости воды ( $1 \text{ кал}/\text{г}^\circ \text{C}$ ) в единицу времени на единицу площади при весьма незначительных температурных напорах может быть перенесен значительной плотности тепловой поток. Теплоперенос в водоупорном горизонте будет происходить по другим правилам. В этом горизонте практически исключается теплопередача за счет конвективного переноса, а преобладает молекулярная теплопередача. Как следует из вышеизложенного, для переноса такого же количества тепла в этом случае требуется очень высокий температурный напор. Вследствие того, что в нижнем горизонте теплопередача обеспечивается за счет конвективного переноса, в разбираемой модели у нижней границы водоупорного горизонта температуры будут недостаточны, чтобы обеспечить передачу теплового потока той же плотности, которую имеет поток, поступающий с нижних горизонтов. Часть тепла останется в водоносном слое и пойдет на нагрев скелета грунта и воды. В результате этого произойдет повышение температуры у нижней границы водоупорного горизонта, что, в свою очередь, создаст в нем повышенный темпе-

<sup>3</sup>

Для гидротермальных систем Н. А. Огильви вводит новую терминологию: «фильтрационный поток» (1959).

ратурный напор, в связи с чем повысится интенсивность теплоотдачи от водного потока. Равновесное состояние наступит лишь в том случае, когда у нижней границы водоупорного горизонта температура воды достигнет температуры насыщения при том гидростатическом давлении, которое создает столб воды в водоупорном горизонте. Последующие порции тепла, поступающие из глубины, пойдут на парообразование. В результате кипения на границе водоносного горизонта с водоупорным отделившийся пар, как наиболее мобильный, за счет адиабатического расширения устремится вверх по мелким порам и трещинкам в водоупорном горизонте, унося с собой «излишки» тепла.

В разобранный выше модели не учтено влияние некоторых геологических факторов, имеющих место в реальных гидротермальных системах. Чтобы оценить их роль в процессе формирования и деятельности гидротермальных систем, ниже будет рассмотрено их влияние в комплексе.

Водовмещающие породы характеризуются плохими фильтрационными свойствами. Имеется верхний водоупорный горизонт. Водный поток находится в движении. Такие условия геологического строения характерны для гидротермальных систем Паужетско-Вайракейского типа. Из них хорошо изучена Паужетская гидротермальная система, которая является напорной системой. В связи с этим разгрузка водного потока осуществляется в долину р. Паужетки в виде большого количества источников, которые характеризуются следующими особенностями.

Во-первых, значительная часть термальных вод разгружается в виде крупнодебитных кипящих источников. Как правило, дебит их составляет несколько литров в секунду. Самый крупный из них — Парящий I изливает воды 10—11 л/сек.

Во-вторых, эти источники имеют стабильный дебит. Самые крупные источники на Паужетской термальной площадке — Парящий I и Парящий II, за которыми велись длительные режимные наблюдения, характеризовались стабильностью дебитов.

В-третьих, значительная часть дебита этих источников выделяется в виде паровой фазы. Для источника Парящий I пар составляет 9%, Парящий II — 7%, т. е. ежесекундно из них выделяется 1,5—2,0 м<sup>3</sup> пара.

Расходная часть теплового баланса Паужетской гидротермальной системы имеет следующую структуру:

- а) вынос тепла термальными водами в жидкой фазе — 15000 ккал/сек (по данным В. В. Аверьева, 1965);
- б) вынос тепла в парообразной фазе — 640 ккал/сек (Верхнее Сольфатарное поле. Данные Г. Н. Ковалева, личное сообщение);
- в) вынос тепла через молекулярную теплопроводность — 276 ккал/сек (в пределах очага разгрузки).

Как видно из расходной части теплового баланса Паужетской гидротермальной системы, основная доля тепла переносится за счет «конвективного переноса в условиях вынужденного потока».

Распределение температур в недрах определяется температурными градиентами. Наиболее характерные их значения для водоносного горизонта 0,10—0,15° С/м, для водоупорного — 1,3—2,0° С/м. Температуры у подошвы водоупорного горизонта колеблются в пределах от 130 до 180° С в различных местах очага разгрузки.

Схема движения тепла Паужетской гидротермальной системы, по вышеприведенным данным геологического строения и теплового режима, представляется нам следующим образом. Тепло, поступающее с нижних горизонтов земной коры в виде И. Т. П., равномерно подогревает близповерхностный водный поток, заключенный в псефитовых туфах. Последний под действием гидростатического напора движется к долине р. Паужетки. Так как поток неизотермический, то поступательное движение воды вдоль

водоносного горизонта осложняется передвижением водных масс в поперечном его сечении за счет свободной конвекции. Последняя приводит к выравниванию температур: к сглаживанию «неизотермичности». В связи с этим значения температурного градиента в водном потоке невелики. Весь тепловой поток, который подходит в результате свободной конвекции к подошве водоупорного горизонта в виду малого температурного напора, не может пройти через него. Большая доля его увлекается водным потоком к очагу разгрузки системы. Так как скорость движения вдоль водоносного горизонта невелика и ограничивается фильтрационными свойствами пород, то создаются условия для поддержания высоких температур в водоносном горизонте. Как правило, они приходят в соответствие с температурами у подошвы водоупорного горизонта, близкими к температурам насыщения при гидростатических давлениях, соответствующих высоте столба воды, которая контролируется мощностью водоупорного горизонта.

Особо следует остановиться на роли рельефа подошвы водоупорного горизонта, поскольку от этого фактора зависит дифференциация термальных вод по температурам. Так, например, если нагрев водного потока идет равномерно по всей площади, то наиболее нагретые водные массы стремятся занять самое верхнее положение в водоносном горизонте. А так как водный поток еще движется вдоль водоносного горизонта, то поток более высокотемпературных вод будет поступать на участки, где подошва водоупорного горизонта имеет более высокие отметки. Подобное явление наблюдается на Паужетке и в Вайраки. Таким образом, положительные формы рельефа подошвы водоупорного горизонта играют роль «ловушек» высокотемпературных вод. Иногда в «ловушках» температуры превышают температуру насыщения при данном гидростатическом давлении, и в таких случаях образуются локальные очаги тепловой разгрузки, которая осуществляется путем пароотделения при подземном кипении. Таким примером на Паужетской термальной площадке может служить Верхнее Сольфатарное поле и паровые струи на склоне Камбального хребта.

Кроме того, верхний водоупорный горизонт в высокотемпературных гидротермальных системах играет роль водоупора, который ограничивает интенсивность инфильтрационного питания системы (И. И. П.). Расчетные величины И. И. П. известных высокотемпературных гидротермальных систем близки к  $10 \text{ кг/км}^2 \text{ сек}$ . На основе этой величины можно определить оптимальные фильтрационные свойства, которыми обладают водоупорные горизонты реальных гидротермальных систем.

Эффективный коэффициент проницаемости водоупорного горизонта можно определить по формуле:

$$K_n = \frac{Q\mu}{S \cdot \gamma \cdot j},$$

где  $Q$  — И. И. П. гидротермальной системы ( $\text{м}^3/\text{сутки}$ ),  $j$  — гидравлический уклон (условно принят равный 1),  $\mu$  — динамическая вязкость (сантипуазы),  $\gamma$  — объемный вес воды ( $\text{т/м}^3$ ),  $S$  — площадь водозабора ( $\text{м}^2$ ).

Величина расчетного коэффициента проницаемости для Паужетской гидротермальной системы (для водоупоров) составляет  $8,5 \cdot 10^{-5}$  дарси.

Водовмещающие породы характеризуются хорошими фильтрационными свойствами. Имеется верхний горизонт водонепроницаемых пород. Водный горизонт характеризуется весьма медленным водообменом. Итальянские исследователи Г. Факка и Ф. Тонани (Фасса, Tonani, 1961, 1962, 1964) на основании данных эксплуатации и геологического строения гидротермальной системы Лардерелло сделали вывод о приме-

нимости к такого типа системам тепловой схемы, основанной на различии в типах теплопередач в водоносном и в водоупорном горизонтах. Однако, если ограничиться только этим условием как единственным, необходимым для формирования и деятельности высокотемпературной системы типа Лардерелло, без учета других геологических факторов, то как нам кажется, можно прийти к ошибочному пониманию теплового процесса в гидротермальной системе. В самом деле, если при тех же условиях, которые предполагают эти исследователи, допустить активную разгрузку термальных вод в жидкой фазе, как в гидротермальных системах Паужетско-Вайракейского типа, то при значительно больших скоростях фильтрации в водоносной толще гидротермальной системы Лардерелло, вода в ней не нагреется до тех температур, которые имеются в действительности.

В связи с этим, наряду с водоупорным горизонтом существенную роль играют тектоника участка и фациальные переходы в водоносных толщах. Важным условием в этом случае является невозможность активного водообмена.

В районах развития гидротермальных систем такого типа при бурении скважин установлено, что замеренные температуры термальных вод у подошвы водоупора находятся вблизи линии насыщения. Реальная картина поверхностной разгрузки выражается в существовании прогретых площадок, паровых струй, малодобитных источников, котлов, лагун. Как считают Факка и Тонани (1962), термальные источники образуются за счет грунтового потока, прогретого конденсатами паров, которые образуются при кипении нижележащего высокотемпературного водного горизонта.

#### ЛИТЕРАТУРА

- О г и л ь в и Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей.— В сб.: «Проблемы геотермии», ч. I. М., 1959.
- Коллектив авторов. Паужетские горячие воды на Камчатке. Под ред. Б. И. Пийпа. Изд-во «Наука», 1965.
- A v e r i e v V. V. Some qualitative indications of a recent hydrothermal process in volcanic areas.—Bull. volcanol., 1964, t. XXVII, B. V.
- D u r r F. Review of geothermal activity in el Salvador C A.—U. N. Conf. on new sources of energy, 1961.
- F a c c a G., T o n a n i F. Natural steam geology and geochemistry.— U. N. Conf. on new sources of energy, 1961.
- F a c c a G., T o n a n i F. Natural steam exploration in U.S.A.— Boll. d. Geofisica Teorica ed Applicata, 1962, v. IV, No 14.
- F a c c a G., T o n a n i F. Theory and Technology of a Geothermal Field.— Bull. volcanol., 1964, t. XXVII, B. V.
- G r i n d l e y G. W. Geology of New Zealand geothermal steam fields.— U. N. Conf. on new sources of energy, 1961.
- G r a n g e L. J. Geothermal stem for power in New Zealand. Wellington, 1955.
- M c N i t t J. R. Geology of the Geysers thermal area. California. U. N. Conf. on new sources of energy, 1961.
- W h i t e D. E., A n d e r s o n F. T., G r u b b s D. K- Geothermal brine well: miie-deep drill hole may Tap ore-bearing magmatic warter and rocks undergoing metamorfism.— Reprinted from Science, 1963, v. 139, N 3558.

## **О СТАДИЙНОМ ХАРАКТЕРЕ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ АЛУНИТИЗАЦИИ**

В условиях областей современного вулканизма взаимодействие ультракислых растворов с окружающими породами сопровождается интенсивной мобилизацией породообразующих элементов и является определяющим фактором в формировании катионного состава этих растворов. Разрушение минералов кристаллических пород может быть представлено как процесс сдвига равновесия в системе кристаллическая порода — раствор в сторону понижения концентрации водородного иона в растворе ионами освобождающихся из пород элементов. Конечным результатом такого процесса является преобразование первичного магматического материала в зоны почти мономинеральных опалитов, широко развитых в областях современного вулканизма. Последнее обстоятельство лишний раз свидетельствует о высокой подвижности всех породообразующих элементов при взаимодействии пород с ультракислыми растворами. Однако возникает вопрос: все ли породообразующие элементы равнозначны по своей способности компенсировать кислотность растворов.

Установленная большим количеством анализов для ультракислых терм Курильской вулканической дуги в целом довольно четкая тенденция уменьшения роли алюминия с ростом суммарной концентрации щелочей щелочных земель (рис. 1), позволяет говорить о дифференцированной подвижности сильных и слабых оснований в поствулканическом процессе. Этот вывод в некоторой степени можно рассматривать как подтверждение одного из положений Д. С. Коржинского (1964), который, характеризуя прохождение волны кислотности через породы различной основности, отмечает, что при прохождении через основные породы кислоты быстро нейтрализуются, преимущественно за счет растворения Са пород, вследствие чего глинозем и окислы железа (как более слабые основания) растворению не подвергаются. Кислотность растворов, таким образом, прежде всего компенсируется более сильными основаниями (щелочи, щелочные земли), и только по мере их расходования все в большей степени привлекаются слабые основания (Fe, Al). В ходе времени представляется вероятной эволюция катионного состава ультракислых терм: с уменьшением концентраций сильных оснований должно иметь место обогащение растворов слабыми основаниями, в частности, алюминием.

Дифференцированная подвижность в поствулканическом процессе, по-видимому, имеет место и внутри выделенных групп компонентов, отличающихся своей основностью. Наличием такой подвижности при активном участии вторичного минералообразования и сорбции автор объясняет существенное обогащение калием подвергающихся гидротермальному изменению пород и установленный факт аномальных отношений K/Na в контактирующих с ними гидротермах.

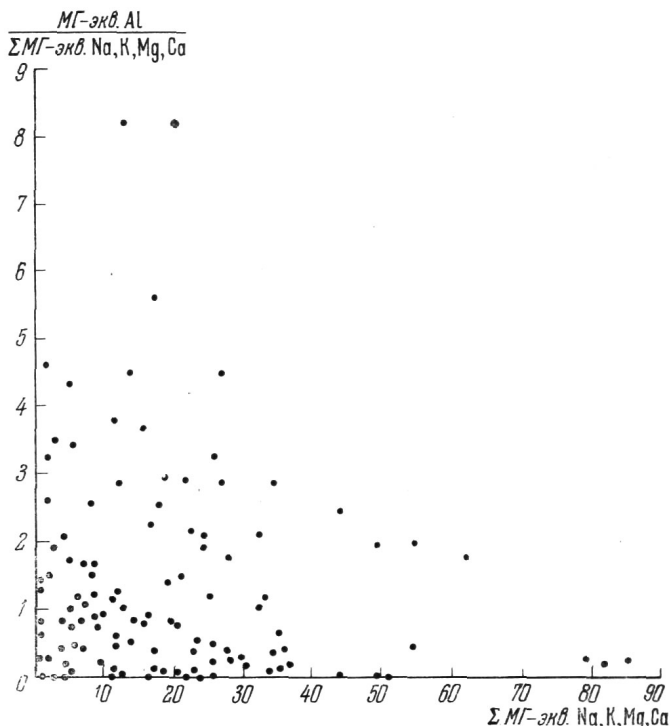


Рис. 1. Роль алюминия в формировании состава ультракислых растворов (Курильские острова) в зависимости от суммарной концентрации щелочей и щелочных земель

На вулканах Эбеко и Влодавца, например, в ряде термоводопроявлений содержание К превышает содержание Na не только в весовом, но и в эквивалентном выражении. Средняя величина весового отношения  $K/Na$  по результатам 42 химических анализов термальных вод составила 1,33. Характерно следующее распределение отношений:  $K/Na < 0,6$ —14,3%;  $0,6$ — $0,8$ —31%;  $0,8$ — $1$ —14,3%;  $> 1$ —40,4%. В петрохимическом отношении лавы вулканов Эбеко и Влодавца могут быть отнесены к обычным тихоокеанским известково-щелочным породам с высоким содержанием Ca и резким преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Отношение  $K_2O/Na_2O$  в лавах центрального конуса вулкана Эбеко по результатам 4 химических анализов варьирует от 0,4 до 0,6, составляя в среднем 0,5 (Родионова и др., 1963).

Следовательно, в 85,7% анализированных проб отношение  $K/Na$  в гидротермах вулканов Эбеко и Влодавца превышает соответствующее отношение в неизмененных лавах. Такое обогащение термальных вод К не может быть объяснено его избирательным выщелачиванием из первичных неизмененных пород. Известно, что миграционная способность К в коре выветривания гораздо меньше таковой для Na (Полынов, 1934, 1948; Goldschmidt, 1954). Нет оснований предполагать иное поведение этих элементов в условиях поверхностного гидротермального процесса, который в известной мере можно рассматривать как «ускоренное» фумарольное выветривание. Согласно экспериментальным данным С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко (1960), после месячного воздействия на дацит сернокислого раствора с рН равным 2 содержание Na от всего количества перешедших в раствор компонентов составило 8,93%, в то время как содержание К—всего лишь 1,9%.

Необычно высокие отношения  $K/Na$  в ультракислых термах вулканов Эбеко и Влодавца автор склонен объяснять неравновесием их с богаты-

ми К гидротермальными продуктами (табл. 1), так как все «существенно калиевые» водопроявления приурочены к интенсивно измененным породам. В поверхностных и грунтовых водах, расположенных рядом с Эбеко вулканов Ветровой и Неожиданный, не проявляющих в настоящее время гидротермальной деятельности, вне зон развития измененных пород отношение К/Na очень мало (по результатам 3 анализов оно варьирует от 0,017 до 0,060, составляя в среднем 0,044).

Таблица 1

Химический состав гидротермально-измененных пород вулкана Эбеко  
Аналитик М. Н. Зорин

Компоненты				Компоненты			
	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	51,78	56,83	54,58	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,06	0,05
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,75	0,60	SO <sub>3</sub>	0,82	0,96	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,19	11,97	7,92	Сэл.	3,92	7,48	15,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	1,97	1,64	Спир.	4,12	3,32	2,14
FeO	0,17	0,28	0,07	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> спир.	4,67	2,84	2,66
CaO	0,51	1,87	1,58	H <sub>2</sub> O	3,18	1,47	1,72
MgO	0,31	0,80	0,47	П. п. п.	11,59	7,31	7,58
MnO	0,01	0,02	0,01				
Na <sub>2</sub> O	0,70	0,90	0,70				
K <sub>2</sub> O	1,45	1,57	1,33	Сумма:	100,35	100,70	100,13

Примечания: 1 — пестрая глина с фумарольного поля ручья Лагерного и его притоков. 2—3 — пепел измененных пород, выброшенных газовой эксплозией в 1963 г.

В природных водах отношение щелочей и их общая концентрация испытывают значительные колебания в зависимости от типов вод, их общей минерализации (Валяшко, Годе, 1962; Zyka, 1957), но, как правило, содержание Na во много раз превосходит содержание K (Rankama, 1950; Mason, 1952; White, 1960). Это связано с высокой устойчивостью по отношению к выщелачиванию таких калиевых минералов, как мусковит (Разумова, 1956), а также (в большей степени) с резко выраженной способностью K к сорбции диспергированным материалом вследствие большой величины ионного радиуса и ионного потенциала этого элемента по сравнению с Na, а также большей его поляризуемости (Щербина, 1963). Энергия поглощения у K значительно выше, чем у Na и в связи с тем, что для K характерна гораздо меньшая величина энергии гидратации (Лебедев, 1957). Весьма характерно, что часть поглощенного K становится неспособной к обмену, фиксируется и может быть освобождена лишь в результате воздействия концентрированных сильных кислот (Levine, 1947). Учитывая сказанное, поведение щелочей при гидротермальном изменении пород в поствулканическом процессе мы представляем себе в следующем виде.

На первом, начальном этапе при взаимодействии пород с ультракислыми термами натрия и калий переходят в раствор в количествах, приблизительно пропорциональных их содержанию в исходном магматическом материале (White, 1957). Освобождение K при выщелачивании первичных минералов сопровождается связыванием его при вторичном минералообразовании и сорбцией глинистыми минералами, в результате чего часть K временно становится неспособной к миграции. Таким образом, на этом этапе выносятся преимущественно Na, тогда как для K характерно главным образом перераспределение внутри массивов, претерпевающих гидротермальное изменение пород. Вынос Na ведет со



временем к повышению его содержания в растворах, начальная разница в величинах концентраций щелочей уменьшается. С общим уменьшением во времени раскисляющего потенциала пород, по мере выноса оснований, рН растворов понижается, и уменьшается общая минерализация растворов, сопровождающаяся понижением их ионной силы. С подкислением растворов становится возможной миграция фиксированного на предыдущем этапе К. «Сближение» концентраций Na и K происходит, следовательно, с двух сторон и может привести к полному нивелированию разницы и даже к образованию существенно калиевых растворов. Таким образом, в ходе поствулканического процесса имеет место разобшение во времени основных мигрирующих масс Na и K.

Фиксация K, как показывают эксперименты (Mortland, 1961), весьма динамична по своему характеру и обратно пропорциональна его содержанию в первичных минералах. Можно ожидать, следовательно, что при гидротермальном изменении курильских лав с резким преобладанием в их составе  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  промежуточная стадия фиксации K и дифференциация щелочей при их миграции будут выражены достаточно четко. Яркий пример тому—вулканы Эбеко и Влодавца, где, как уже говорилось, обнаружены уникальные, существенно калиевые термопроявления. В настоящее время для термальных растворов этих вулканов характерно увеличение во времени концентрации K за счет прогрессирующей реализации его запасов, фиксированных на предыдущем этапе как в результате сорбции, так и в виде вторичных минералов. Концентрация Na, наоборот, постепенно понижается. Так, содержание K в воде р. Юрьева, в период с 1957 по 1963 г. повысилось в 1,6—1,8 раза, а Na упало более чем в 2 раза. В воде одного из источников вулкана Эбеко содержание калия в 1963 г. было в 1,9 раза выше, чем в 1960, тогда как содержание Na понизилось и составило 74,2% начальной концентрации. Увеличение K по сравнению с Na характерно для многих других термопроявлений вулкана. В воде Горячего озера, например, в период с 1951 по 1963 г. значительно понизилось содержание и Na, и K, однако отношение K/Na при этом возросло. Количество Na, по данным анализов 1960—1963 гг., составило лишь 10—15% его количества в воде озера по состоянию на 1961 г., тогда как количество K равнялось 20—35%.

Ярко выраженное обогащение K гидротерм Эбеко в последние годы можно рассматривать как реакцию на возрастающую активность вулкана, которая вылилась в газовую эксплозию 1963 г. Эксплозии предшествовало значительное увеличение в составе фумарольных выделений таких сильноокислых газов, как HCl и  $\text{SO}_2$ , и, следовательно, увеличение агрессивности циркулирующих растворов. Последнее обстоятельство обусловило массовое освобождение фиксированного на предыдущем этапе K, что и нашло отражение в составе термальных вод.

Показанная выше эволюция состава ультракислых терм областей современного вулканизма и обогащение их во времени Al и K предполагает, очевидно, наличие эволюции второго члена системы раствор — порода, т. е. гидротермальное изменение предстает не как непрерывное растворение горных пород с выносом всех порообразующих элементов, а как процесс ступенчатый, стадийный, с характерными для отдельных стадий ассоциациями минеральных новообразований. Приспособление минералов к новым условиям выражается в превращении их во все более устойчивые разновидности с численно минимальными значениями энергий своих решеток.

Минералы промежуточных продуктов изменения алюмосиликатов (гидробиотиты, гидроксиды, гидрослюда, монтмориллониты, бейделлиты) как концентраты глинозема являются большим источником глинозема, чем исходные минералы. При выветривании в пределе таких ступенчато-стадийных переходов получают минералы свободного гли-

нозема. В поствулканическом процессе, который в известной мере можно рассматривать как ускоренное «фумарольное выветривание», благодаря высокой активности ионов  $\text{SO}_4$  и их высокой способности координационно связываться с Al, минералы свободного глинозема нехарактерны. Их подменяет, в частности, двойной оксисульфат алюминия — алунит. Последний, как будет показано ниже, не является конечным продуктом изменения, а фиксирует лишь определенную стадию гидротермального метаморфизма.

### **УСЛОВИЯ АЛУНИТИЗАЦИИ ПО ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

В отличие от опализации, когда практически все породообразующие элементы (кроме кремнезема) вынесены из области преобразования пород, при алунитизации имеет место консервация глинозема и щелочей, особенно K. Пользующиеся широким распространением в областях современного вулканизма алунитовые породы обычно бывают белыми, светло-розовыми и светло-серыми, плотными, часто с унаследованной структурой исходной породы, до глиноподобных, бесструктурных. Под микроскопом алунит наиболее часто имеет вид криптокристаллического, слабополяризующего образования, реже образует характерные формы, имеющие в сечении вид сильно вытянутого ромба.

Выше указывалось, что необычно высокие отношения K/Na в гидротермах вулканов Эбеко и Влодавца могут быть объяснены лишь неравновесием ультракислых растворов с гидротермально измененными породами. Последние представлены, в частности, опалово-алунитовыми массами. Отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  в чистых алунитах всегда больше 1 и достигает в отдельных образцах 3—4. В 40,4% анализированных проб гидротерм указанных вулканов отношение K/Na повторяет характерное для алунитов отношение этих элементов. Следовательно, можно говорить о неустойчивости алунитов в ультракислой среде (Сидоров, 1964).

Имеются указания на образование современного осадка алунита из вод ручья Лагерного, дренирующего тихоокеанский склон вулкана Збеко (Набоко и Рябичкина, 1962). Однако у нас создалось впечатление, что воды этого ручья (pH около 2) не обуславливают алунитизацию пород, а находятся в неравновесии с ними. Незначительные накопления алунита на дне ручья представляют собой не современный осадок, а скорее продукт механического разрушения многочисленных алунитовых жил, секущих породы, обнажающиеся в русле ручья. С целью проверки этого на участке проводились балансовые работы. Было подсчитано количество компонентов, привнесенных в ручей Лагерный его притоками, и количество, которое выносит ручей с этого участка. Результаты балансовых работ отражены в табл. 2.

Как видно из табл. 2, в процессе взаимодействия с породами термальные воды ручья Лагерного наиболее интенсивно обогащаются Al, что свидетельствует не в пользу современного алунитообразования.

В качестве фактора, стимулирующего современное алунитообразование из ультракислых растворов и объясняющего преимущественно калиевый состав алунитов, выдвигается также охлаждение растворов в связи с уменьшением растворимости сульфата K и соответственно увеличением его активности при понижении температуры (Набоко, Рябичкина, 1962; Набоко, 1963). Представляет интерес, следовательно, возможный метаморфизм ультракислых высокотемпературных растворов при их разубоживании холодными грунтовыми водами. Этот процесс изучался автором на примере гидротерм вулкана Влодавца (Сидоров,

Притоки ручья	Дебит, л/сек	H+	K+	Na <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>
		<i>мг-экв/сек</i>			
1. Приток с Северо-Восточного поля . . . . .	2,8	68,66	3,58	7,87	21,00
2. Ручей № 2 . . . . .	4,7	57,81	4,61	11,33	25,10
3. Ручей № 1 . . . . .	3,5	46,86	2,59	3,43	9,10
Сумма . . . . .		173,33	10,78	22,63	55,20
Фактически выносятся ручьем Лагерным	11	58,85	11,33	29,26	60,28
Приход — расход компонентов на обследо- ванном участке русла ручья Лагерного	11	-114,48	+ 0,55	+ 6,63	+ 5,08

1966б). Результатом работы явился вывод о том, что разубоживание термальных вод холодными подчиняется закону простого разбавления и несмотря на значительное понижение температуры, не сопровождается минералообразованием, в частности алунитизацией.

Таким образом, совместное нахождение алунитизированных пород и ультракислых растворов не свидетельствует о том, что алунитообразование характерно для ультракислых растворов.

Алунитизация пород в поствулканическом процессе является дискуссионной и различными исследователями трактуется по-разному. С. И. Набоко (1963), например, предполагает, что алунитизация протекает под воздействием сернокислых (рН от 1 до 3) растворов в условиях понижения температуры. Т. С. Ловеринг (1951), наоборот, указывает на неустойчивость алунитов в кислой среде, полагая, что наиболее благоприятные для их образования условия близки к нейтральным. Механизм алунитообразования, каким он представляется автору, в сочетании с анализом известных в литературе результатов лабораторных исследований по выяснению основных сульфатных форм алюминия в растворах, позволяет предполагать, что алунит образуется при рН, равном 4—5, и является неравновесным, с колебаниями рН в ту и другую сторону.

### О МЕХАНИЗМЕ АЛУНИТООБРАЗОВАНИЯ

Х. Т. Бриттон (1936) указывает, что при титровании раствора  $Al_2(SO_4)_3$  щелочью полное выпадение Al наступало при прибавлении 2,85 м-экв щелочи на 3 м-экв Al, и приходит к выводу, что в конце титрования осадок имел состав  $Al_2O_3 \cdot 0,15 SO_3$ . Выпадение основных солей Al в процессе титрования его растворов щелочами подтверждают и данные других исследователей (Никольский, Парамонова, 1931). По В. А. Чернову (1954), кривую титрования раствора  $Al_2(SO_4)_3$  щелочью можно разбить на три зоны.

1-я зона. Эта зона соответствует введению щелочи от 10 до 15% содержания в растворе сульфата Al (рН исходного раствора равнялось 3,53). Образующиеся основные соли удерживаются в растворе в случае достаточно концентрированных растворов  $Al_2(SO_4)_3$ . В разбавленных растворах зона практически исчезает, ибо в таких растворах уже при прибавлении незначительных количеств щелочи происходит выпадение осадка основной соли Al.

## на ручье Лагерном (вулкан Эбеко)

Ca <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Fe общее	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>
						<i>мг/сек</i>	
26,46	1,26	13,38	88,90	100,24	128,69	284,56	1134,17
63,68	12,03	—	42,35	149,13	65,85	335,96	1612,76
20,58	0,28	8,15	33,53	100,59	22,26	160,26	1101,60
110,72	13,57	21,53	164,78	349,96	216,80	780,78	3848,59
106,37	2,75	38,17	298,98	358,49	249,37	786,28	3989,70
-4,35	-10,82	+ 16,64	+134,20	+8,53	+ 32,57	+5,50	+141,11

2-я зона. В этой зоне происходит выпадение осадка оксисульфата Al на фоне весьма медленного изменения pH — от 4—4,1 (начало осаждения) до 4,7—5 (конец осаждения). Зона соответствует прибавлению щелочи от небольших количеств до 80—89% содержания в растворе сульфата Al. При этом концентрации Al и ионов SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в равновесном растворе постепенно понижаются. В конце осаждения концентрация Al практически равна нулю, а концентрация SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> достигает некоторого минимального значения.

3-я зона. Основным процессом, характерным для этой зоны, является превращение осадка оксисульфата Al в гидрат окиси Al в результате обмена анионов SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> осадка на анион OH<sup>-</sup> раствора. Зона соответствует прибавлению щелочи от 80—85 до 100% содержания в растворе сульфата Al. На всем протяжении зоны содержание Al в растворе равно нулю, а концентрация SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, от значения pH = 4,7—5 (начало зоны) изменяется до значения pH = 7,31—10,45 (конец зоны), постепенно увеличиваясь и в конце зоны достигая исходной величины раствора Al<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>.

Принимая во внимание изложенное, можно предполагать, что двойной оксисульфат Al — алуниит образуется в природе в сильно сульфатных средах при pH = 4—5, причем минерал этот является неравновесным как при меньших, так и при больших значениях pH. В физико-химическом отношении алунификация представляется как реакция системы на волну щелочности. Вслед за алуниитообразованием в случае продолжающейся нарастать щелочности растворов наступает инверсия. Создаются условия для замещения алуниитов другими, более устойчивыми в новых условиях минералами. При накладывании на алунифицированную зону сильно кислой среды происходит процесс выщелачивания образованных ранее алуниитов (продвинутый фронт ультракислого изменения).

В процессе алунификации большую роль играет относительное накопление глинозема *in situ* при наличии метасоматических алуниитов, механизм образования которых может быть представлен в следующем виде. Водородный ион оказывает гидролизующее действие на O<sup>2-</sup> в кристаллической решетке, соединяющей Al<sup>VI</sup> с Si (Любедев, 1957). При разрушении протоном кислородного мостика Al—O—Si, Al обычно становится в обменные положения и при достаточно кислой среде переходит в раствор. В противном случае Al концентрируется на поверхности, и при достаточно высокой концентрации ионов SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> образуются псевдоморфозы алуниита по исходному минералу. В несульту-

фатных средах подобным образом возникают замещения гиббситом, имеющие место при процессах выветривания (Басс, 1960; Куковский, 1960).

Происхождение жильных алунитов в отличие от метасоматических следует связывать, по-видимому, с гидролизом солей Al в растворах. Механизм гидролиза может быть представлен в таком виде:



В сильнокислых средах гидролиз подавлен и дальше не идет, что видно из самого уравнения. С повышением pH гидролиз может пойти дальше по схеме:



и еще дальше:



В природных растворах, помимо анионов  $\text{OH}^-$  присутствуют другие анионы ( $\text{SO}_4$ ,  $\text{Cl}$ ), которые в зависимости от присущей каждому из них более или менее ярко выраженной способности координационно связываться с Al, должны будут соединяться с последним во внутренней сфере комплекса и вытеснять группы OH, тем самым повышая значение pH раствора. Работами ряда исследователей (Balarew a. Krastew, 1930; Thomas a. Vartinian, 1935; Whitehead a. Clay, 1934) установлено, что по влиянию на повышение значения pH растворов в указанных условиях среди неорганических анионов первое место занимает  $\text{SO}_4$ . Следовательно, этот анион обладает очень высокой способностью координационно связываться с Al. Можно предполагать, что воссоединение в природной обстановке основных форм Al, возникающих при гидролизе его солей, с анионом  $\text{SO}_4^{2-}$  и катионами щелочей приводит к синтезу алунита.

K и Na, как известно, оказывают существенное влияние в качестве иона внешней координационной сферы (деполяризатора) при образовании природных комплексных соединений, причем Na способствует образованию одних, а K — других комплексных соединений. Одна из причин преимущественно калиевого состава алунитов кроется, по-видимому, в коренных свойствах атомов и ионов этих элементов. Выше процесс алунитизации был представлен как результат стремления системы сохранить свое прежнее качественное состояние, погасить зарождающуюся волну щелочности, что выражается в связывании в алуните появляющихся ионов  $\text{OH}^-$ . Возможно, этим и объясняется преимущественно калиевый состав алунитов. K, по сравнению с Na, более активно связывается в алунит в силу своих более щелочных свойств.

Степень щелочности или кислотности иона характеризует величина ионного потенциала или отношение валентности к ионному радиусу (Ферсман, 1937). С уменьшением ионного потенциала увеличивается щелочность ионов. Для K ионный потенциал равен 0,75, для Na — 1,02. Отсюда видна большая степень щелочности K по сравнению с Na. Хорошей иллюстрацией этого могут служить экспериментальные данные Н. И. Хитарова (1961) по взаимодействию растворов хлоридов K, Na и Ca с кварцем при 400 и 200 атм в проточных условиях, когда кислотность результирующих растворов возрастала в ряду KCl (pH = 5,9), NaCl (pH = 3,7), CaCl<sub>2</sub> (pH = 2,8). Весьма наглядно подтверждают это и величины pH аналогичных боратов K и Na, значительно более высокие для боратов K. Так, pH тетрабората Na составляет 7,2, а K — 9,3 (Валяшко, Годе 1960).

Предпочтительная фиксация K при ошелачивании систем в силу его более щелочных свойств по сравнению с Na должна иметь универсаль-

ное значение. Образование зон адуляризации, например, характерных для очагов разгрузки перегретых глубинных растворов, объясняется, по-видимому, не только охлаждением этих растворов, как отмечается рядом исследователей (Коржинский, 1961; Набоко, Пийп, 1961), но прежде всего их резким ощелачиванием, имеющим место при парообразовании вблизи поверхности.

Преимущественную фиксацию К в процессе алунификации следует понимать лишь как физико-химическую тенденцию. Алунификация всегда протекает в условиях открытых систем, в тесном контакте с внешней средой. Логично ожидать, следовательно, что отношения щелочей в алунитах в какой-то степени будут отражать соответствующие отношения в первичных породах и в алуниобразующих растворах. Указанная выше физико-химическая тенденция может внести, разумеется, коррективы в эти отношения, но не настолько существенные, чтобы свести на нет влияние состава первичных пород. Вполне вероятно поэтому сделанное Н. И. Наковником (1948) заключение об увеличении в составе алунитов Na с повышением основности исходных пород. Аналогичной точки зрения придерживаются японские исследователи (Iwao, 1949).

Вместе с тем влияние состава исходных пород может быть полностью скомпенсировано в ходе длительного, весьма активного поствулканического процесса. В условиях такого процесса имеет место разобщение во времени основных мигрирующих масс Na и K, что выражается, как было показано в начале статьи, в увеличении роли K в составе циркулирующих растворов. В связи с этим можно предполагать эволюцию состава алунитов (соотношение щелочей), отражающую соответствующую эволюцию состава алуниобразующих растворов. Именно отражающую, но не повторяющую эволюцию, поскольку при ощелачивании растворов K связывается в алуниит активнее Na. Отношение  $K_2O/Na_2O$  в алунитах в каждом отдельном случае будет повышенным по сравнению с аналогичным отношением в растворе.

Обогащению алунитов K будет способствовать и неоднократное их переотложение. Чередование алунификации с выщелачиванием алунифицированных зон, характерное для поствулканического процесса в его развитии, вместе с тем является одной из причин повышенного отношения  $K_2O/Na_2O$ .

Таким образом, можно предполагать, что отношение  $K_2O/Na_2O$  в алунитах в известной мере может служить критерием последовательности их образования. Преимущественно калиевые алуниты характерны для заключительных этапов длительного поствулканического процесса, присущего любому составу исходных пород.

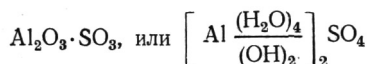
Данных по составу алунитов Курило-Камчатской вулканической зоны слишком мало (известно лишь несколько анализов), чтобы можно было подтвердить или опровергнуть существование указанной эволюции. Согласно С. И. Набоко (1963), в курильских и камчатских алунитах, развивающихся по одинаковому исходным породам — андезитам, отношение  $K_2O/Na_2O$  колеблется от 1,1 до 3—5, т. е. алуниты во всех случаях обогащены K, тогда как для исходных пород характерно резкое преобладание  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Согласно изложенным выше представлениям, развивающиеся по таким породам алуниты на ранних этапах поствулканического процесса должны были иметь гораздо меньшие отношения  $K_2O/Na_2O$ . Основная их масса в ходе поствулканического процесса была выщелочена и частично переотложена в виде наблюдаемых в настоящее время более калиевых разновидностей. В то же время какая-то их часть могла сохраниться и остается неизвестной нам лишь в силу слабой изученности алунитов. В общем можно ожидать, что чем меньше общее изменение пород, тем ниже должно быть отношение  $K_2O/Na_2O$  в алунитах, поскольку в этом случае процесс дифферен-

циации щелочей не успел бы проявиться достаточно полно. По той же причине приповерхностные алуниты должны быть богаче К по сравнению с относительно глубинными их разностями.

### ИОННАЯ СИЛА РАСТВОРОВ КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ, ЛИМИТИРУЮЩИХ АЛУНИТИЗАЦИЮ

Величина рН — не единственный фактор, контролирующий процесс алунитизации. Зонам окисления сульфидных месторождений, например, обычно сопутствуют кислые сульфатные воды, с достаточно высоким содержанием Al (Эммонс, 1935; Hodge, 1915). В процессе взаимодействия этих вод с породами наступает их ощелачивание, однако алунит характерен далеко не для всех зон окисления (Смирнов, 1955).

В. А. Чернов (1947) установил, что с повышением концентрации исходного раствора  $Al_2(SO_4)_3$  основность выпадающего в осадок окисульфата Al уменьшается. Из 0,18 н. раствора  $Al_2(SO_4)_3$ , что соответствует 8,64 г/л ионов  $SO_4^{2-}$  и 1,71 г/л ионов  $Al^{3+}$ , выпадала соль состава  $Al_2O_3 \cdot 0,7 SO_3$ . При содержании в исходном растворе 24 г/л ионов  $SO_4^{2-}$  и 4,75 г/л ионов  $Al^{3+}$  был получен осадок, даже менее основной, чем основная соль состава, соответствующая эмпирической формуле



Результат этот можно рассматривать практически как синтез алюминита, формула которого имеет вид  $Al_2O_3 \cdot SO_3 \cdot 9H_2O$ . Алюминит вместе с алунитом образуется в больших количествах в зонах окисления некоторых сульфидных месторождений (Герман, 1960). Для областей современного вулканизма его наличие отмечается в возгонах Везувия (Zambonini, 1935) и в кратере Суелич (Набоко, 1959).

Из приведенных экспериментальных данных, однако, не следует, что необходимым условием образования природных окисульфатов как солей весьма невысокой основности должно быть достижение огромных, аналогичных указанным выше, концентраций ионов  $SO_4^{2-}$  и ионов  $Al^{3+}$  в минералообразующих растворах. Уменьшение основности окисульфата Al с ростом концентрации исходного раствора объясняется, по-видимому, тем, что с ростом концентрации ионной силы раствора, коэффициент активности ионов  $SO_4^{2-}$ , как двухзарядных, уменьшается медленнее по сравнению с коэффициентом активности трехзарядных ионов Al. В этом отношении результаты опытов можно трактовать так: для образования природных окисульфатов Al — алюминита и алунита, отличающихся весьма невысокой основностью, при соотношении весовых концентраций  $SO_4^{2-}$  и  $Al^{3+}$  в исходном растворе, равном  $\frac{8,64}{1,71} = \frac{24}{4,75} \sim 5$ , ионная сила раствора должна быть больше

$$\frac{10^{-3}}{2} \cdot \left( \frac{1710}{9} \cdot 3 + \frac{8640}{48} \cdot 2 \right) = 0,465.$$

Ионная сила природных растворов определяется их составом и общей минерализацией. Следовательно, необходимым условием алунитизации можно считать ощелачивание преимущественно сульфатных растворов высокой минерализации. Из современных термопроявлений в пределах Курильской вулканической дуги можно указать лишь несколько случаев, когда ионная сила раствора превышает 0,5. Главными агентами современного алунитообразования на вулканах являются, по-видимому, не воды свободной циркуляции с их низкими ионными силами, а поровые растворы, отличающиеся высокой минерализацией. Можно предположить, что благоприятными для процесса алунитизации будут участки с коли-

чественно повышенным отношением вулканических эманации к вадозовым водам, участки с высокой испаряемостью, а если говорить в планетарном масштабе,— аридные зоны земного шара.

На рис. 2, взятом из книги Н. М. Страхова (1963), приведена климатическая зональность неогена с указанием основных месторождений некоторых полезных ископаемых. Отличия зональности неогена от климатических зональностей Pg, Cr<sub>2</sub>, Cr, J<sub>3</sub>, J<sub>1+2</sub> не столь существенны и заключаются лишь в размерах аридных площадей и их конкретной конфигурации. Однако эти частные перемены не изменяли ни общего числа аридных площадей на протяжении указанных геологических периодов, ни основного их местоположения. Следовательно, рис. 2 можно рассматривать как распределение некоторых полезных ископаемых на фоне общего мезо-кайнозойского климатического лика Земли. На рис. 3 показано распределение месторождений алунитов на Земном шаре (Кашкай, 1961). Сравнение указанных рисунков наводит на мысль, что алуниты тяготеют к аридным зонам, являя собой пример, как гидротермальное, интразональное по своей природе образование может быть зональным. В аридных областях количественно высокое отношение вулканических эксгалиций к вадозовым водам обуславливает существование высококонцентрированных сульфатных растворов. Относительно -небольшая в сумме масса циркулирующих в этих зонах гидротерм весьма быстро ощелачивается. Все это, как было показано выше, является весьма благоприятным сочетанием для широкого развития алунитообразования.

Курильские острова и Камчатка за время своего существования не имели аридного климата. Тем не менее в истории Курило-Камчатской вулканической зоны были условия (например, периоды оледенений), более благоприятные по сравнению с существующими для массового проявления процесса алунитизации. Ледовый покров сводил к минимуму массу гидротерм, которые могли циркулировать лишь в таликах, связанных с мощными термоаномалиями. В этих условиях шла интенсивная алунитизация на фоне сравнительно невысокого изменения пород, поскольку степень изменения в общем пропорциональна массе циркулирующих гидротерм.

Такая картина должна быть в высшей степени характерной для автотеметаморфизма экструзий, прорывавших ледниковый покров,— когда зона циркуляции сопутствующих гидротерм определялась конфигурацией прогретого экструзивного тела. Примером тому являются алуниты вулкана Зимина на Камчатке, генетически и пространственно связанные с кратерной экструзией. Детально изучавшая ее В. Н. Борисова (1964) среди прочих особенностей отмечает следующие: 1) процессы гидротермального изменения пород ограничены пределами экструзии; 2) контактовые изменения с вмещающими породами полностью отсутствуют; 3) монокварциты и моноопалиты самостоятельной зоны не образуют, а ассоциируют с алунитами и с гипсами, слагая дайкообразные и трубообразные тела вдоль трещин в экструзии. Можно полагать, что эти и другие особенности экструзии, сама возможность столь интенсивного автотеметаморфизма, его резко выраженный направленный характер объясняется ледовым окружением экструзий в прошлом. По данным В. Н. Борисовой (1964), формирование алунитов произошло во второй половине среднечетвертичного времени, в период максимального оледенения. Подобный автотеметаморфизм, почти не переходящий на вмещающие породы, может рассматриваться, по-видимому, как один из критериев определения возраста экструзий относительно оледенений.



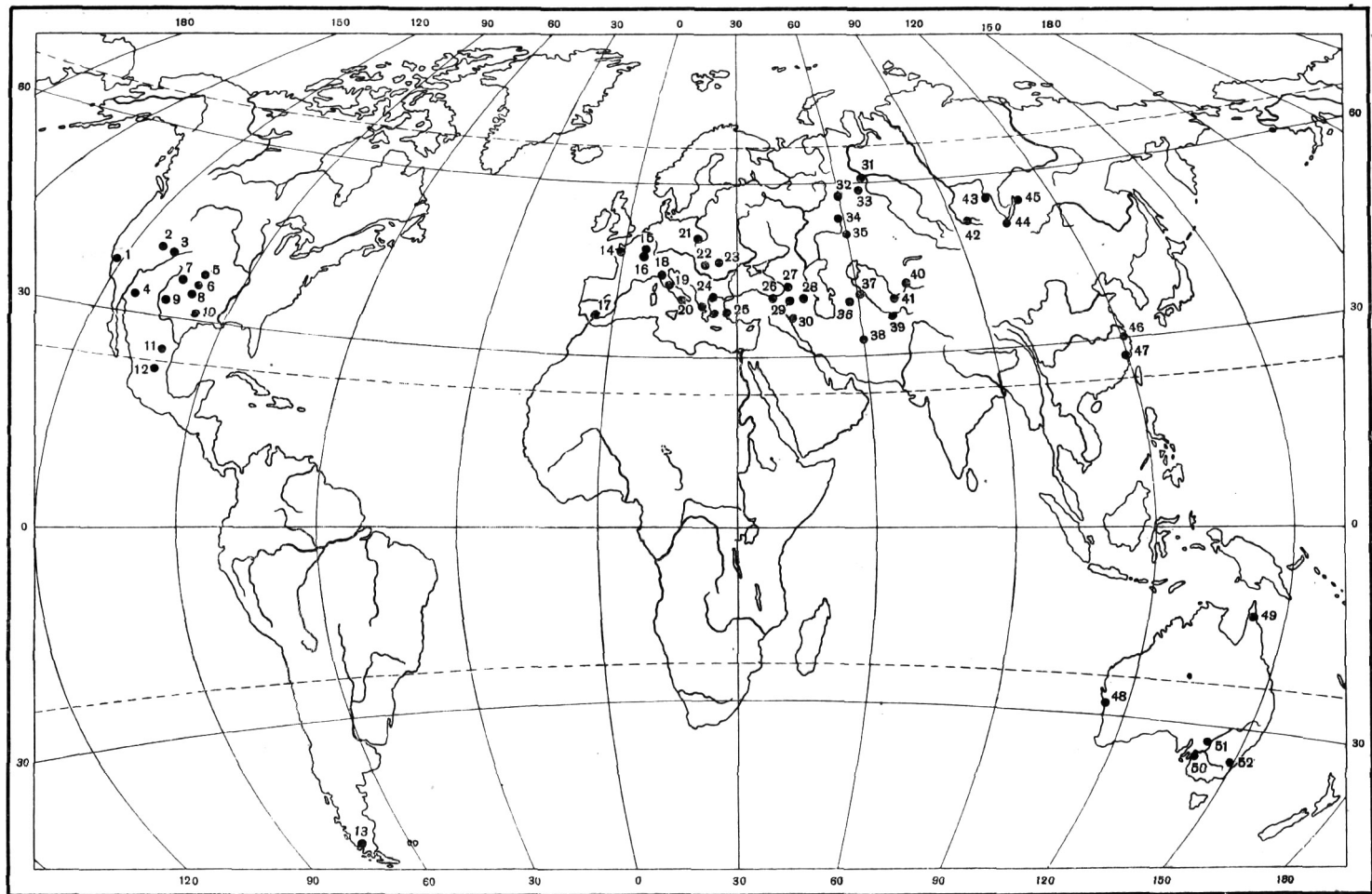


Рис. 3. Месторождения alunитов на Земном шаре (Кашкай, 1961)

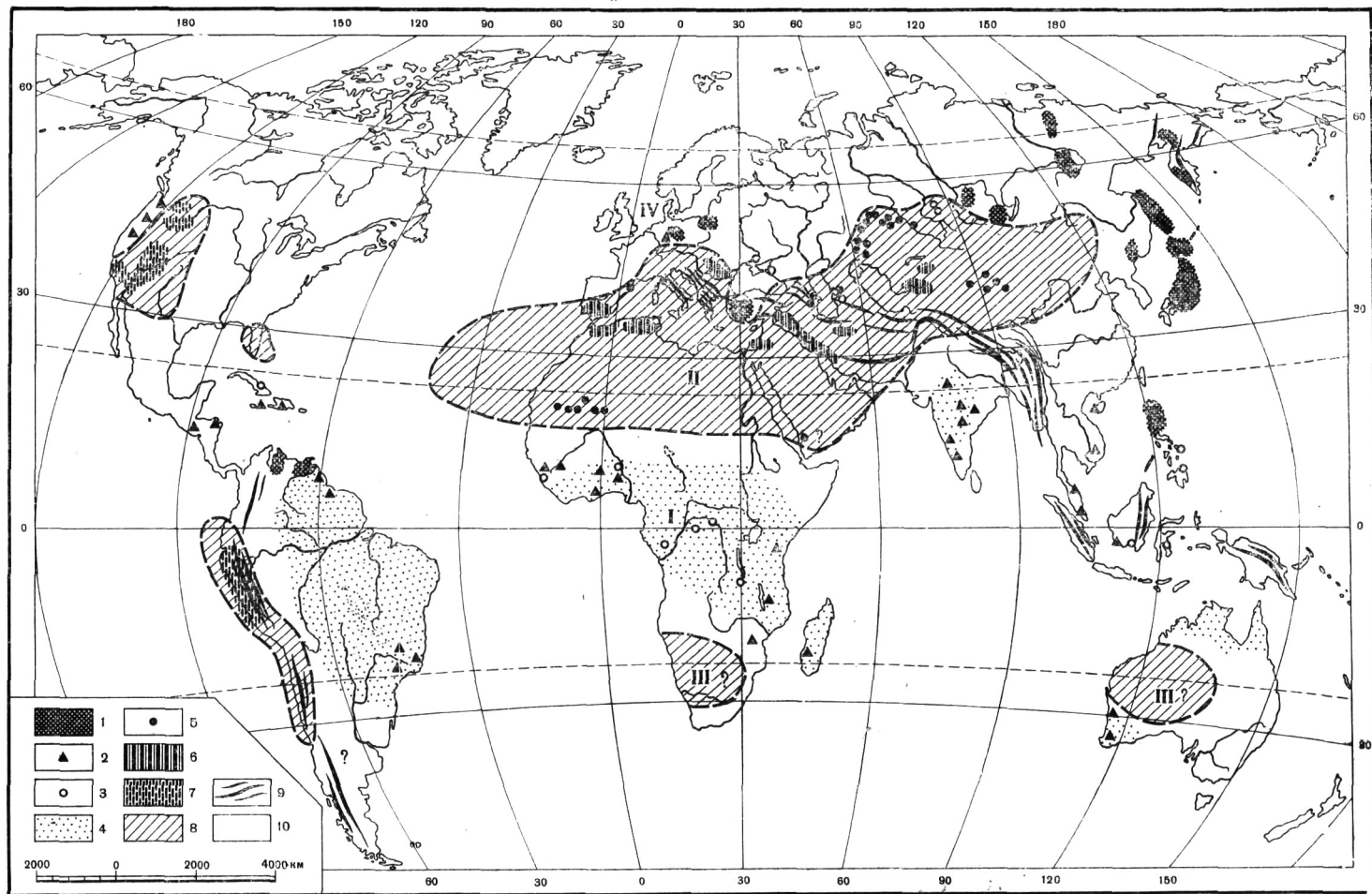


Рис. 2. Климатическая зональность неогена (Страхов, 1963)

Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренная влажная  
 Гумидная зона: 1 — угли; 2 — бокситы; 3 — железные руды; 4 — кора выветривания; 5 — гипсы; 6 — мелкие накопления гипсов или солей; 7 — галогенные толщи большого протяжения; 8 — аридные области; 9 — горные цепи; 10 — области гумидного климата (на суше)

## ВЫВОДЫ

1. Гидротермальное изменение в поствулканическом процессе предстает не как непрерывное «растворение» горных пород с выносом всех породообразующих элементов, а как процесс стадийный с характерными для отдельных стадий ассоциациями минеральных новообразований.

2. При суждении о путях метаморфизма и характере растворов, его обуславливающих, недостаточно самого факта сосуществования определенного типа изменения и контактирующих с ним растворов. В каждом конкретном случае необходимо решать вопрос, — являются ли существующие растворы равновесными по отношению к измененным породам.

3. Одну из стадий гидротермального метаморфизма пород в поствулканическом процессе представляет алунизация. Можно предполагать, что алуниты образуются преимущественно сульфатных растворов высокой ионной силы при  $pH = 4-5$  и являются неравновесными как в более кислых, так и в менее кислых средах. На примере этих образований показано, что климат не только определяет тип поверхностного литогенеза, но и может сказываться на геохимическом изменении элементов в гидротермальном процессе. Последнее обстоятельство может быть использовано в качестве одного из критериев определения возраста экзструзий относительно оледенений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Басе Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождений бокситов юга УССР.— В сб.: «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах», Изд-во АН УССР, 1960.
- Борисова В. Н. Алунизация в прикратерной части вулкана Зимины.— В сб.: «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Бриттон Х. Т. Водородные ионы. Л., 1936.
- Валяшко М. Г., Годе Г. К. О связи формы выделения боратов из растворов с величиной их рН.— Ж. неорг. химии, 5, 1960, т. 5, вып. VI.
- Вернер А. Новые воззрения в области неорганической химии. М., 1936.
- Герман Л. Д. Некоторые минералы зоны окисления Блявинского месторождения.— Кора выветривания, вып. 3, Изд-во АН СССР, 1960.
- Кашкай М. А. Алунитовые месторождения, их классификация и сопутствующие процессы. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 7.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах.— В сб.: «Проблемы генезиса руд». М., 1964.
- Красинцева В. В. К вопросу о гидрогеохимии калия.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1962, т. XLV.
- Красинцева В. В., Алешина А. К. Калий в минеральных водах.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1962, т. XLV.
- Кукровский Е. Г. Две генерации гидраргита в коре выветривания хлоритовых сланцев юга Украинского кристаллического массива.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14.
- Лебедев В. И. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочноземельных элементов в зоне гипергенеза.— Геохимия, 1957, № 6.
- Ловринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке. М., 1951.
- Набоко С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка).— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
- Набоко С. И., Рябичкина Е. П. Условия алунизации в вулканических областях на примере вулкана Эбеко (о-в Парамушир).— Бюлл. Вулканол. станции, 1962, № 32.
- Набоко С. И., Сильниченко В. Г. К вопросу о метаморфизме гидротермальных растворов и вулканогенных пород при их взаимодействии.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1960, вып. 18.

- Наковник Н. И. Адунит, его генетические типы и связь с боковыми породами и рудными жилами.— Зап. Минерал. об-ва, 1948, т. XXVII.
- Никольский Б. П., Парамонова В. И. Потенциометрический метод определения алюминия.— Труды Ленингр. отд. Всес. ин-та удобрений, агротехники и агропочвоведения, 1931, вып. 14.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. I. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Полынов Б. Б. Руководящие идеи современного учения об образовании и развитии почв.— Почвоведение, 1948, № 1.
- Разумов В. Н. Кора выветривания Северо-Западной части Казахского нагорья.— Кора выветривания, вып. 9, 1956.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Г. Петрохимические особенности лав вулкана Эбеко на острове Парамушир (Курильские острова).— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., 1963.
- Сидоров С. С. К вопросу о гидротермальном метаморфизме пород в поствулканическом процессе на примере вулкана Эбеко (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 3.
- Сидоров С. С. Термальные воды Курильских островов.— Труды 2-го Всес. вулканол. совещания, т. I, изд-во «Наука», 1966а.
- Сидоров С. С. Активизация вулкана Эбеко в 1963 году и эволюция его гидротермальной деятельности в предшествующий период.— Бюлл. Вулканол. ст АН СССР, 1966б, № 40.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.— Л., 1955.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. III, 1937.
- Хитаров Н. И. Вопросы эндогенных процессов в свете экспериментальных данных. Изд-во АН СССР, 1961.
- Чернов В. А. О природе почвенной кислотности. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Чернов В. А. Природа кислотности красноземов и подзолистых почв. Изд-во АН СССР, 1954.
- Щербина В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия.— Геохимия, 1963, № 3.
- Эммоис В. Вторичное обогащение рудных месторождений. 1935.
- Balarew D. a. Krastew S. T. Uber die Bindungsart des Wassers in Eisen and Aluminiumhydroxydgel.— Koll. ser. 51, 1930.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford. Clarendon. Press, 1954.
- Hodge E. T. The composition of waters in mines of sulphide ores.— Econ. Geol., 1915, v. 10.
- Iwao Shuichi. The Alunite deposits of Japan.— Japan Geol. Surv. Report, 1940, 130.
- Levine A. K. a. Vof f e I. S. Fixation of potassium in relation to exchange capacity of soils. V. Mechanism of fixation.— Soil. Sci., 1947, v. 63, N 5.
- Mason B. Principles of geochemistry. N. V.—London, 1952.
- Mortland M. M. The dynamic character of potassium release and fixation.— Soil Sci., 1961, v. 91, N 1.
- Rankama K. a. Sahama Th. Geochemistry. Univ. of Chicago Press, 1950.
- Thomas A. a. Vartinian R. The action of acids upon hydrous alumina.— J. Amer. Chem. Soc., 1935, 57.
- White D. E. Thermal Waters of Volcanic Origin.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, v. 68, N 12.
- White D. E. Summary of chemical characteristics of some Waters of deep Origin. Geological Survey Research. Short papers in the geol. Sci. Washington, 1960.
- Whitehead T. a. Clay J. The similarity of aluminium salt solutions and aluminium hydrosols.— J. Amer. Chem. Soc., 1934, N 56.
- Zambonini F. Mineralogia vesuviana. Hed. Napoli, 1935.
- Zyka V. Hydrogeologische Zonen in Mitteleuropa.— Acta geol. Acad. hung., 1957, 4.

**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕРЫ  
ВО ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТАХ КАМЧАТКИ**

О генезисе месторождений серы во вторичных кварцитах существуют различные мнения. Среди исследователей вулканических серных месторождений нет единого мнения о формах связи серного оруденения со вторичными кварцитами, о возрасте серных месторождений, о структурном контроле серного оруденения.

В настоящей статье делается попытка выявить некоторые генетические особенности формирования гидротермальных месторождений самородной серы, расположенных в пределах Центрально-Камчатской рудной зоны. Последняя представляет собой узкую (30—40 км) полосу вторичных кварцитов и пропицитов, прослеживающуюся с небольшими перерывами на восточных склонах Корякского и Срединного Камчатского хребтов от р. Ветровая на севере до рек Кимитина и Кирганик — на юге, т. е. на протяжении свыше 1000 км. В структурном отношении поля развития этих пород приурочены к Центрально-Камчатскому глубинному разлому в присводовой части Камчатско-Корякского антиклинория, представляющего собой внутреннюю вулканическую дугу Камчатки (Власов, Ярмолюк, 1959).

Разлом представлен кулисообразными тектоническими нарушениями и опережающими их трещинами, с которыми связаны рудопроявления ртути, молибдена, полиметаллов, золота и многочисленные серопроявления.

Г. М. Власов и М. М. Василевский (1964) описывают процесс гидротермального рудообразования в Центрально-Камчатской рудной зоне как длительную, закономерную эволюцию магматического очага, которая начинается от верхнего мела и кончается поздним плиоценом. При этом сравнительно высокотемпературные глубинные минеральные ассоциации с халькопиритом и молибденитом последовательно сменялись приповерхностными, низкотемпературными ассоциациями с алунитом и самородной серой.

Как считают эти авторы, Центрально-Камчатская вулканическая зона от мела и до плиоцена испытывала устойчивое поднятие, в процессе которого увеличивалась жесткость вулканогенных толщ, их трещиноватость и проницаемость, что способствовало уменьшению глубины залегания магматического очага. Последнее вызвало уменьшение глубины эндогенного рудообразования и увеличение кислотности рудообразующих растворов (переход системы из закрытой в открытую).

При этом серное оруденение является конечным звеном процесса рудообразования и пространственно (и генетически) ассоциирует с поздненеогеновыми экструзиями долгоживущих андезитовых вулканов (вулканов над интрузиями), на месте которых наблюдаются обширные кальдеры (Власов, 1949; Власов, Петраченко, 1965).

Физико-химическая сторона генезиса серных месторождений во вторичных кварцитах освещена Г. М. Власовым (1949). По его схеме отложение самородной серы во вторичных кварцитах происходит в результате химического взаимодействия сернокислых гидротермальных растворов с туфами или эффузивами, вследствие чего эти породы замещаются серой, опалом, алунитом, сульфидами железа, образуя горизонтальную метасоматическую зональность вторичных кварцитов. Наиболее перспективными при этом являются породы зоны серных кварцитов, в которых количество серы и кремнезема часто соответствует их молекулярному соотношению (содержание серы около 33%). Это явление можно объяснить предельной сорбцией серы коллоидами кремнезема. Серные кварциты представляют собой обычно бледно-желтые и зеленовато-желтые крепкие массивные породы, состоящие из опала, кварца и серы с постоянной примесью рутила и лейкоксена. Наиболее распространенная структура руд (интерстициальная или сетевидная) характеризуется резким ксеноморфизмом серы по отношению к микрокристаллическому кварцу. Сера располагается в интерстициях зерен кварца. Такие структуры могут возникнуть при перекристаллизации руд, а первичные структуры имеют колломорфный характер; Г. М. Власов удалось наблюдать чередование в колломорфных структурах тончайших прослоек серы, опала и марказита, что указывает на одновременное отложение этих минералов из растворов. На этом основании Г. М. Власов отнес серные кварциты к фациальной разновидности вторичных кварцитов. По его данным, серные кварциты слагают центральные части зон вторичных кварцитов и с удалением от разломов, подводящих гидротермы, сменяются породами зоны каолинизации с алунитовой и серицитовой подзонами, которые, в свою очередь, окаймляются зоной пропилитовых изменений. Образование этих зон обусловлено последовательной нейтрализацией ультракислых растворов по мере их взаимодействия с основными или средними по составу вулканическими породами.

В последнее время по вопросу происхождения серных руд во вторичных кварцитах возникли несколько иные точки зрения. В частности, И. П. Аверьянов (1964) описывает процесс сероотложения как заполнение серой пустот и пор выщелоченных пород. При этом на небольших глубинах от поверхности формируются импрегнационные залежи, в которых сера имеет наложенный характер. Метасоматические залежи серы как самостоятельный тип отсутствуют, и отложение серы обусловлено не обменными реакциями раствор-порода, а окислительно-восстановительными реакциями в самих гидротермальных растворах, богатых  $H_2S$  и  $O_2$ . Отложение самородной серы во вторичных кварцитах происходит в заключительные этапы гидротермального метаморфизма, когда появившиеся в породах поры и пустоты способствовали проникновению на глубину вадозовых вод, богатых растворенным кислородом.

В последние годы работами партий Камчатского геологического управления на юге Камчатки, в Центральной Камчатке и в юго-западной части Корякского хребта получены новые данные о возрасте, зональности и генезисе месторождений серы во вторичных кварцитах. Этими работами устанавливается, что подавляющее большинство полей вторичных кварцитов и почти все серопроявления в пределах Камчатско-Корякского антиклинория приурочены к вулканогенным отложениям анавгайской серии ( $Pg-N_1^2$ ).

Местами сероносные породы скрыты под неизменными эффузивно-пирокластическими образованиями алнейской серии ( $N_1^3 - N_2$ ), лежащими на вторичных кварцитах с угловым несогласием. Это послужило основанием для утверждения, что большинство вторичных кварцитов

и серопроявлении, связанных с ними, относятся к доверхнемиоценовому возрасту.

Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что серное оруденение контролируется антиклинальными структурами. В пределах крупной структуры Камчатско-Корякского антиклинория серопроявления не имеют повсеместного распространения, а сосредоточены на отдельных, изолированных один от другого участках (структуры типа брахискладок). В пределах этих структур нередко выделяется более мелкая складчатость, с которой связываются отдельные месторождения — Малетойваямское, Лесновское, р. Половинной).

Большую роль в структурном контроле серного оруденения играют дизъюнктивные нарушения, сопряженные со складчатостью.

Обширные поля вторичных кварцитов, приуроченных к антиклинальным структурам 2-го порядка, контролируются в то же время крупными разломами, ограничивающими Камчатско-Корякский антиклинорий.

В пределах линейновытянутых полей отмечается повсеместная зараженность серной минерализацией. Промышленные концентрации серного оруденения наблюдаются, как правило, в зонах более мелких разрывных нарушений, оперяющих крупные разрывы. В связи с этим многие крупные серопроявления (Малетойваямское, Ветроваямское, р. Половинной и др.) располагаются в окраинных частях полей вторичных кварцитов.

Следует указать на тесную пространственную связь серного оруденения с гранитоидными интрузиями. Ассоциация сероносных вторичных кварцитов и малых интрузий порфировидных гранодиоритов и кварцевых диоритов наблюдается повсеместно. По всей вероятности, вторичные кварциты, несущие серную минерализацию и малые приповерхностные интрузии, связаны между собой общностью магматического источника.

Наряду с горизонтальной зональностью, описанной Г. М. Власовым, на месторождениях серы во вторичных кварцитах Камчатки отчетливо проявляется вертикальная зональность, заключающаяся, в общем случае, в смене (сверху — вниз) плотных сливных монокварцитов алунитовыми кварцитами, имеющими четкий контакт, которые с глубиной постепенно сменяются серицито-кварцевыми породами. Последние на глубине довольно резко переходят в пропилиты трансильванского типа. Подобная зональность объясняется С. И. Набоко (1961, 1963) и В. В. Аверьевым (1961) явлениями подземной дегазации и вскипанием гидротермальных растворов в приповерхностных условиях.

Самородная сера наблюдается в широком вертикальном диапазоне — от серицито-кварцевых пород (на границе с пропилитами) до монокварцитов. Наиболее крупные скопления серы отмечаются в алунитовой подзоне (месторождения р. Половинной, Малетойваямское, Лесновское и др.).

Серные алунитовые кварциты образуют тела неправильной формы, приуроченные к зонам дробления в эффузивно-туфовых отложениях анавайской серии. Размеры тел весьма различны и зависят в первую очередь от проницаемости пород по отношению к гидротермальным растворам. Наиболее крупные рудные залежи образованы за счет пористых грубообломочных туфов. Мощность таких залежей достигает 80—100 м.

Верхние части рудных тел, как правило, сложены кварцем, алунитом и серой, находящимися в разнообразных количественных отношениях. На нижних горизонтах залежей к ним присоединяются каолин, серицит и пирит. Из других минералов наиболее часты диаспор и барит.

Повсеместно на месторождениях наблюдается неравномерное оруденение серой, в массивных рудах обычны участки плотных кварцитов без

серы. Как правило, отмечается избирательная приуроченность серных руд к измененным грубообломочным туфам (обычно к пористому цементу), в то время как измененные эффузивы, чередующиеся с туфами, ввиду небольшой пористости остаются безрудными или несут редкое вкрапленное оруденение.

Наблюдения под микроскопом показывают, что сера не замещает первичных минералов исходных пород, а развивается в мелких порах, пустотках выщелачивания, где нередко ассоциирует с пластинчатым алунитом. В таких случаях образуются интерстициальные структуры серных алунитовых кварцитов, в которых сера и алунит располагаются в промежутках изометричных зерен кварца.

Имеются данные, свидетельствующие о многоэтапном образовании серных руд в длительную гидротермальную стадию. Так, при микроскопическом изучении серных алунитовых кварцитов нередко обнаруживаются неравновесные минеральные ассоциации: сера-турмалин; сера — диаспор; сера — диаспор — хлорит.

Следует также отметить наблюдавшееся в ряде мест образование серы по зонам дробления в алунитовых кварцитах и отсутствие прямой связи между количеством серы и степенью метасоматоза.

Характерно, что на многих месторождениях алунит наблюдается в виде двух генераций. Более ранняя из них представлена криптокристаллическим, ксеноморфным алунитом, который совместно с кварцем замещает минералы исходных эффузивов и туфов. Во второй генерации — пластинчатый алунит тесно ассоциирует с серой; соотношение этих минералов показывает, что выделение их из жидких растворов является почти одновременным. Формирование алунитов первой генерации имело место, по-видимому, при нейтрализации кислых растворов в результате их взаимодействия с вмещающими породами.

В отличие от этого образование серы и пластинчатого алунита протекало в длительную гидротермальную стадию, в условиях понижения температуры из кислых растворов, богатых  $O_2$ ,  $SO_2$  и  $H_2S$ , в приповерхностной обстановке.

Формированию этих минералов предшествовало кислотное выщелачивание пород с образованием алунитовых кварцитов. Следует признать наложенный характер серного оруденения, подчеркивая тем самым, что сера образуется не при химическом взаимодействии пород с растворами, характерном для метасоматоза, а отлагается в гидротермальный этап в результате окислительно-восстановительных реакций, связанных с режимом  $H_2S$ ,  $SO_2$  и  $O_2$  в самих растворах.

Другая, незначительная часть серы в алунитовых кварцитах могла образоваться из газовой фазы за счет резкого окисления сероводорода поверхностным кислородом:  $2H_2S + O_2 = 2H_2O + 2S$ , или даже в результате взаимодействия  $H_2S + SO_2 = H_2SO_4 + 2S$ .

Эти реакции, по всей вероятности, имеют главное значение для образования редкой вкрапленной серы в плотных монокварцитах. Как уже отмечалось выше, эти породы занимают верхние части разрезов вторичных кварцитов, и их положение соответствует зоне наибольшей поверхностной дегазации растворов.

Необходимо также отметить, что при пересыщенности растворов  $H_2S$  и  $SO_2$  газы могут профильтроваться через раствор, опережать растворитель — воду и скапливаться в верхних горизонтах, образуя сублимационную серу.

Выпадение серы из жидкой фазы на уровне монокварцитов, очевидно, затруднено ввиду сильноокислительной обстановки и существования в растворах устойчивого аниона ( $SO_4$ ).

В миоценовых вторичных кварцитах Камчатки широко распространены плотные, сливные монокварциты (иногда с редкой вкрапленной



серой) и гораздо менее представлены пористые разновидности, что также является причиной отсутствия значительных скоплений гидротермальной серы в монокварцитах указанных месторождений. Допустимо, что плотные монокварциты могли служить экранами для серного оруденения в алунитовых кварцитах.

На более глубоких горизонтах, в серицито-кварцевых породах самородная сера наблюдается в тесной связи с тонкораспыленными сульфидами железа. Образование здесь серы, вероятно, нужно связывать с окислением сульфидной серы в самородную. Как и в алунитовых кварцитах, сера в серицито-кварцевых породах отлагается в заключительный этап гидротермального метаморфизма, после образования пор и пустот выщелачивания, благодаря которым на глубину проникали поверхностные воды, обогащенные кислородом воздуха.

В заключение необходимо остановиться на вопросе о поведении серы в зоне окисления. Большинство исследователей полагает, что в поверхностных условиях сера сравнительно легко окисляется. При этом могут образовываться коры выветривания серных месторождений, мощность которых достигает нескольких десятков метров (Власов, 1949; Власов, Петраченко, 1965). И. П. Аверьянов (1964) практически отрицает возможность поверхностного окисления серы. По его мнению, разрушение серных залежей происходит механическим путем ввиду неустойчивости серы при воздействии на нее некоторых внешних факторов (например, температуры воздуха).

Буровые и шурфовочные работы, проведенные в последние годы на месторождении серы р. Половинной, Малетойваямском месторождении и на ряде других серопроявлений Камчатки, позволяют внести некоторые уточнения.

Этими работами устанавливается, что мощности полностью «выщелоченных» руд незначительны и составляют в среднем 0,5—3 м, редко достигая 10—15 м.

Зависимость интенсивности поверхностного окисления серы от некоторых геологических и гидрогеологических факторов можно видеть на примере Малетойваямского месторождения. Здесь максимальная мощность зоны окисления (10—12 м) наблюдается в южной части площади выше уровня грунтовых вод, на месте рыхлых и пористых каолиновых кварцитов с серой. Однако и здесь окисление серы развивается непоследовательно. На участках распространения водоупорных монтмориллонитовых глин, перекрывающих серные каолиновые кварциты, окисление серы не происходит. Минимальная мощность окисленных руд на месторождении (0,5—1 м) наблюдается в местах развития плотных сливных кварцитов с вкрапленной серой.

Пример Малетойваямского месторождения показывает, что наиболее интенсивно процесс окисления серных руд протекает при наличии двух основных условий: непосредственном доступе к рудному телу поверхностных вод, богатых кислородом, и сильной пористости и трещиноватости руд.

По всей вероятности, эти условия наиболее благоприятны для развития биологического процесса окисления серы, ведущая роль которого, применительно к осадочным месторождениям серы, доказана М. В. Ивановым (1964), Каравайко (1962), Соколовой и Каравайко (1962).

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. В Центрально-Камчатской рудной зоне широко распространены гидротермальные месторождения самородной серы во вторичных кварцитах. Они приурочены к брахиантиклинальным поднятиям, контролируются разрывными нарушениями и парагенетически связаны с малыми гранитоидными интрузиями Алеутской фазы тектогенеза на границе среднего и верхнего миоцена. Гораздо менее широко представлены серо-

проявления, ассоциирующие с сольфатарно-измененными породами разрушенных плиоцен-древнечетвертичных вулканов (месторождение вулкана Алией и ряд других).

2. Специфика миоценовых серных месторождений Камчатки заключается в приуроченности основных скоплений серы к подзоне алунитовых кварцитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
- Аверьянов И. П. О серусодержащей разновидности пропилизитизированных пород на о-ве Парамушир (Курильские острова).—ИЗВ. АН СССР, серия геол., 1964, № 2.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.—В кн.: «Основные проблемы в учениях о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1953.
- Власов Г. М. Вулканические серные месторождения Японии.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1949, вып. 6.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности образования. Изд-во «Недра», 1964.
- Власов Г. М., Петраченко Е. Д. Метасоматические месторождения серы Камчатки и Курильских островов.— Сов. геология, 1965, № 5.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А. Структурно-тектонические районы Камчатки. Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 1.
- Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы, изд-во «Наука», 1964.
- Каравайко Г. И. О химическом и биологическом окислении серы в лабораторных условиях.— Микробиология, 1962, т. 31, № 3.
- Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород.— Труды Лабор. вулканологии, АН СССР, 1961, вып. 19.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во «Недра», 1964.
- Соколова Г. А., Каравайко Г. И. Биогенное окисление раздольской серной руды в лабораторных условиях. Микробиология, 1962, т. 32, № 6.

## **О ПОВЕДЕНИИ СЕРЫ И ХЛОРА В ФУМАРОЛЬНЫХ ГАЗАХ ПЕРЕД УСИЛЕНИЕМ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНОВ**

В течение 1962—1965 гг. велись режимные наблюдения за действующими вулканами Ключевской группы, в том числе изучался состав вулканических газов и возгонов. Большой интерес в этом отношении представлял вулкан Безымянный, находившийся в то время в эруптивном состоянии. Кроме отбора газов и возгонов с пирокластических потоков, были отобраны газы и возгоны непосредственно с формирующегося андезитового купола Нового вулкана Безымянного в моменты его относительного покоя и перед самым извержением. Обращалось внимание на изменение отношения серы к хлору перед извержением. С этих позиций были просмотрены некоторые литературные источники советских и зарубежных исследователей. Заимствованные анализы вулканических газов, искусственных конденсатов их и другие данные пересчитаны нами на отношение S/Cl в молярных концентрациях.

### **ОТНОШЕНИЕ СЕРЫ К ХЛОРУ В ГАЗАХ ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА**

В литературе имеется много данных по составу фумарольных газов. Исследованием фумарольных газов занимались с начала столетия (на вулканах Гавайских островов, Италии и др.). В Советском Союзе систематическое изучение фумарольных газов началось с 1935 г., т. е. с момента создания вулканологической станции на Камчатке.

Установлено, что в газах вулканов практически присутствуют одни и те же компоненты (Набоко, 1959). По данным, Д. Е. Уайта (White, Waring 1961), вулканические газы большей частью состоят из паров воды,  $O_2$  и  $N_2$ , которым приписывают воздушное происхождение, CO и  $CO_2$ , затем  $H_2$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$ , HCl, HF,  $CH_4$ .

В начальной стадии остывания лав в вулканических газах присутствуют все перечисленные компоненты. Затем, по мере остывания лав, фумаролы приобретают галоидный, сульфатный и, наконец, углекислый состав. Кислая лава богаче летучими, чем основная, и дольше сохраняет фумарольную деятельность (Набоко, 1959).

Из-за трудности отбора газов во время вулканических извержений в литературе мало данных по этим газам. Многие ученые пытались выяснить состав летучих во время извержения вулканов косвенным путем. Предполагается, что при извержении выделяется летучих около 2% всего веса извергнутого материала и что большую часть среди летучих занимает вода (Набоко, 1947). Количество других газов в эруптивном облаке по сравнению с водой считается незначительным. Интересны в последнее время попытки Тазиева (Tazieff, Tonani, 1963) при помощи новейших хроматографических методов установить изменение состава

газов во время периодов покоя и небольших эксплозий вулкана Стромболи.

Из базальтового лавового озера Килауэа на Гавайях Дей и Шепперд отобрали несколько проб газов, которые они считали магматическими. По данным этих авторов, а также японских и американских исследователей (Matsuo, 1960) в газах из кратерного лавового озера, кроме паров воды, в большом количестве присутствовали газообразные соединения серы, в минимальных — хлор.

Таблица 1

Отношение S/Cl в газах и водных вытяжках пеплов эруптивной тучи, образовавшейся при извержении вулкана Безымянного 30.III 1956 г. в пос. Ключи. (данные по S и Cl Башариной, 1958 и Товаровой, 1958)

Анализируемый материал	Отношение S/Cl	Анализируемый материал	Отношение S/Cl
Проба газов, отобранная в течение первых двух часов прохождения тучи . . . . .	1,66	Водная вытяжка из пеплов пеплопада . . . . .	1,42
Проба газов, отобранная в течение третьего часа прохождения тучи . . . . .	2,56	Водная вытяжка из пеплов пеплопада	
		Водная вытяжка из пеплов заполнителя пирокластического потока . . . . .	2,56

Во время гигантского взрыва вулкана Безымянного эруптивная туча проходила через поселок Ключи. Здесь в пробе воздуха в количествах, значительно превышающих нормы, присутствовали  $SO_2$ , HCl,  $CO_2$  и др. (Башарина, 1958). Количество  $SO_2$  превышало HCl (табл. 1).

В последнее время некоторые исследователи пришли к выводу, что газы, адсорбированные пеплом в эруптивной туче, в какой-то мере отражают их соотношения при извержении вулкана (см. табл. 1). Поэтому по данным водных вытяжек свежих пеплов можно качественно судить о составе летучих во время извержений.

Водные вытяжки из свежих пеплов Безымянного изучали Л. А. Башарина и И. И. Товарова, Ключевского — Набоко С. П., Шевелуча — Никитина Л. П., Карымского — Серафимова Е. К. Данные перечисленных исследователей подтверждают, что в газах из эруптивных туч различных вулканов преобладали газы группы серы, галоидные находились в подчиненных количествах.

Несомненный интерес представляют попытки оценить изменение газового состава вулканов по компонентам, растворенным в атмосферных осадках (дожде, снеге). Такие исследования в больших масштабах проводились Л. А. Башариной. Мы такие работы начали на вулкане Безымянном летом 1964 г. Во время его извержения отбирались пробы фумарольных газов, дождя и снега как в период покоя, так и во время активизации вулкана (Меняйлов, Никитина, 1965). Везде было приблизительно одинаковое отношение S/Cl (см. табл. 2).

Несмотря на то, что HCl почти в 4 раза лучше растворяется в воде, чем газы группы серы, в осадках, во время извержения Безымянного, отношение S/Cl было очень высоким, т. е. в период извержения газы группы серы значительно преобладали над галоидными.

На многих действующих вулканах имеются кратерные озера. Фумарольные газы, растворяясь в водах этих озер, создают определенную минерализацию. Изменение химического состава вод кратерных озер отражает состав действующих фумарол, а также фиксирует изменение их состава.

## Отношение S/Cl в газах и атмосферных осадках, отобранных на вулкане Безымянном

Год извержения	Место и дата отбора газов	В газах	Место отбора, вид осадков и дата	В осадках
1964	Фумарола на куполе. 23.VII 1964 г.	6,72	Дождь, снег, в 1,5 км от купола. 24.VII 1964 г.	2,18
1964	Фумарола на куполе. 23.VII 1964 г.	5,18	—	—
1964	Фумарола на пирокластическом потоке. 28.VII 1964 г.	6,64	Дождь, в 1,5 км от купола. 28.VII 1964 г.	3,60
1965	Фумарола на пирокластическом потоке. 25.III 1965 г.	0,27	Снег на пирокластическом потоке. 25.III 1965 г.	0,15

Изучением химизма вод оз. Бирюзового в кратере вулкана Заварицкого (Зеленов, Канакина, 1962) за период с 1933 по 1959 г. установлено, что количество серы по сравнению с хлором значительно увеличилось во время извержения этого вулкана.

**ИЗМЕНЕНИЕ ОТНОШЕНИЯ СЕРЫ К ХЛОРУ  
ПЕРЕД УСИЛЕНИЕМ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНА**

Вулкан Ключевской. До сих пор неясно, имеется ли связь фумарольной деятельности на побочных кратерах Ключевского вулкана с деятельностью его вершинного кратера. Несмотря на это, изучавшие фумарольную деятельность побочных кратеров отмечали увеличение температуры, изменение дебита и состава газов в фумаролах побочных кратеров до и во время активизации вулканической деятельности в вершинном кратере.

Таблица 3

**Отношение S/Cl в газах побочных кратеров Ключевского вулкана**  
(данные по количеству Cl и S заимствованы у Башариной, 1963)

Год отбора	Кратер Заварицкого, S/Cl	Кратер Левинсон-Лессинга, S/Cl	Состояние вершинного кратера
1945	0,0		Стабилизация деятельности  (Конец 1948 г. — начало 1949 г.) Извержение после землетрясений в октябре 1948 г.
1946	0,50	0,60	
1947	0,50	2,03	
1948	1,37	4,00	
	0,29	8,54	
	0,41		
	1,50	3,00	

В 1948 г. изменение режима фумарол кратера Заварицкого совпало с усилением сейсмичности, а также активности вершинного кратера Ключевского вулкана. Температура газа повысилась с 232° С до 500° С. Одновременно увеличилась концентрация вулканических газов. Отношение S/Cl увеличилось почти в три раза. Фумарольная деятельность на кратере Левинсон-Лессинга в это время также изменилась. Температура повысилась с 386° С до 490° С. Увеличилось и отношение S/Cl (Башарина, 1963; см. табл. 3.).

В 1954 г., когда Ключевской вулкан находился в состоянии активности, в газах кратера Былинкиной было обнаружено увеличение количества кислых компонентов; отношение S/Cl резко увеличилось.

В конденсатах пара фумарол увеличилась общая минерализация (Башарина, 1963). То же произошло в 1964 г., когда в конденсате кратера Былинкиной повысилась температура, увеличилась в конденсате пара общая минерализация, снизилась величина рН. Отношение S/Cl в фумарольных газах увеличилось почти в 4,5 раза (табл. 4.).

Таблица 4

Отношение S/Cl в газах кратера Былинкиной (Ключевская сопка)  
(количество S и Cl по Башариной, 1963)

Дата отбора	Фума-рола 1	Фума-рола 2	Фума-рола 3	Конден-сат	Дата отбора	Фума-рола 1	Фума-рола 2	Фума-рола 3	Конден-сат
13.1 1952 г.				0,02	19.IX 1955 г.	0,50	2,00	1,33	0,01
11.V 1952 г.	—	—	—	—	20.III 1956 г.	0,66	—	—	—
19.IX 1952 г.	0,0	0,0	0,08	0,02	12.IX 1956 г.	0,48	6,07	4,03	0,02
28.III 1954 г.	0,20	—	1,40	0,08	13.V 1957 г.	0,66	1,33	7,43	0,02
28.V 1954 г.	0,40	1,67	1,34	0,10	26.IV 1959 г.	3,15	2,08	—	0,09
2.VIII 1954 г.	0,33	0,50	3,00	0,02	VIII 1963 г.	—	1,20	—	0,09
17. IX 1954 г.	0,07	0,20	1,32	0,01	VI 1964 г.	—	4,40	—	0,13
20.III 1955 г.	0,0	—	5,02	0,02	VIII 1964 г.	—	—	—	0,09
8.V 1955 г.	2,50	9,00	1,50	0,12					

Примечание. Извержения в вершинном кратере происходили в 1954, 1955, 1961 1962, 1964 гг.

С. И. Набоко (1947) отмечала изменение химического состава и температуры фумарол кратера Туйла во время извержения вершинного кратера Ключевского вулкана в 1937—1938 гг.

Вулкан Безымянный. Эксгаляции вулкана Безымянного изучены довольно подробно во время начала и дальнейшего развития его деятельности.

С 1962 г. авторами было продолжено систематическое изучение газов фумарол вулкана Безымянного, в частности — купола Нового.

Летом 1962 г. этот купол находился в эруптивном состоянии. Из фумаролы в вершинной части купола был отобран конденсат, в котором определено Cl— 3,78; SO<sub>3</sub><sup>2-</sup>— 4,8 и SO<sub>4</sub><sup>-</sup>— 3,99 г/л. Температура газа равнялась 400—500° С (Башарина, 1964). Высчитанное отношение S/Cl равно 0,95. Зимой и весной 1962—1963 гг. купол находился в спокойном состоянии. В конденсате, отобранном из фумаролы с температурой около 300° С, содержалось Cl— 6,0 и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>— 6,6 г/л. Отношение S/Cl — 0,04.

В июне — июле 1963 г. произошло очередное извержение Безымянного с образованием пирокластического потока. Тогда же были собраны атмосферные осадки, газы и конденсат из фумаролы на пирокластическом потоке 1963 г. Состав эксгаляций Безымянного в это время был существенно сернистым (Меняйлов, Никитина, 1964).

Весной 1964 г., когда вулкан находился в спокойном состоянии, на куполе в фумаролах с температурой в 340° С обнаружено увеличение отношения S/Cl.

В июле — сентябре 1964 г. произошло следующее извержение Безымянного. Температура фумарол на куполе за несколько часов до извержения равнялась 400—500° С. Эксгаляции вулкана в это время были сернистыми (см. отношение S/Cl в табл. 1). Табл. 5 наглядно отражает отношения S/Cl в осадках, в которых растворялись газы во время извержения вулкана.

Таким образом, в эксгаляциях вулкана Безымянного до и во время извержения резко увеличивается количество газов группы серы, при

**Отношения S/Cl в атмосферных осадках (дождь) в районе вулкана Безьянного  
во время его извержения**

Дата отбора	S/Cl	Состояние вулкана	Дата отбора	S/Cl	Состояние вулкана
22.VII 1964 г.	0,90	Спокойное парение С 24.VII 1964 г. извержение	28.VII 1964 г.	3,60	Наивысшая активность Уменьшение активности Дальнейшее уменьшение активности
27.VII 1964 г.	2,18		30.VII 1964 г.	2,15	
			31.VII 1964 г.	0,82	

Примечание. Все пробы отобраны с одной точки в 1,5 км от кратера вулкана. 27.VII 1964 г. шел дождь со снегом.

ослаблении активности и стабилизации деятельности вулкана — преобладает хлор. Температура фумарол на куполе обычно в пределах 300° С. Перед извержением происходит резкое повышение температуры до 100—500° С.

Вулкан Шевелуч. Эксгаляции вулкана Шевелуч изучались различными авторами за длительный период его деятельности. Извержение вулкана в 1944—1950 гг. выражалось в выжимании андезитового купола Суелич, образовании скатывающихся с его склонов раскаленных лавин с отложением пирокластических потоков. Во время этого извержения то усиливалась, то ослаблялась активность купола Суелич. В первом случае о составе эксгаляции можно было судить по возгонам на глыбах, скатывающихся с купола или осевших на холодные камни из эруптивной тучи (Набоко, 1959). Во втором случае были отобраны газы из фумарол, непосредственно из купола (Горшков, Былинкина, 1954).

Эксгаляции вулкана Шевелуч во время активности купола Суелич были существенно сернистыми. Уменьшение активности на куполе отмечалось увеличением галлоидов в газах и конденсатах пара фумарол.

В дальнейшем, когда извержение закончилось и началось остывание лавы купола, галлоидных газов в эксгаляциях стало больше, чем газов группы серы. В длительный этап остывания купола хлор в фумарольных газах почти исчез, и они стали исключительно сернистыми.

В кратерной вершине Шевелуча имеется несколько экструзивных куполов, которые образованы ранее купола Суелич. Фумаролы этих куполов ко времени извержения Суелича находились в сольфатарном состоянии и на активность нового купола отвечали увеличением температуры и изменением состава газов. Л. А. Башарина (1953) отметила, что в августе 1949 г. (тогда Суелич находился в активном состоянии) произошло нарушение обычного режима фумарол старых куполов. Температура газов на выходе увеличилась с 83° до 258° С, в составе газов резко возросла концентрация газообразных соединений серы.

Эксгаляции Шевелуча во время его извержения 12 ноября 1964 г. изучались нами путем анализов водных вытяжек из пеплов эруптивной тучи взрыва и атмосферных осадков, собранных вблизи вулкана. Установлено, что эксгаляции Шевелуча в это время являлись существенно сернистыми, хлор в них находился в сугубо подчиненном количестве.

В 1964 г., за два с половиной месяца до извержения Шевелуча, из фумаролы на кратерной вершине был отобран конденсат, в котором отмечалось значительное повышение количества сульфат-иона по срав-

нению с данными за 1963 г.; количество хлор-иона осталось без изменения, т. е. отношение S/Cl повысилось почти в пять раз.

Из изложенного следует, что во время извержения вулкана Шевелуч в 1944—1950 гг. и в 1964 г., в его эксгаляциях преобладали газы группы серы, а в длительный период остывания — хлор. При приближающейся активности вулкана в фумарольных газах отмечается увеличение отношения S/Cl.

Таблица 6

**Изменение отношения S/Cl в водах кратерного озера вулкана Заварицкого**  
(данные по содержанию S и Cl К. К. Зеленова, 1962)

Дата и автор отбора	S/Cl	Состояние вулкана
1933 г. Харада	0,090	Вулкан находился в спокойном состоянии
1955 г. Желубовский	0,084	То же
12.XII 1957 г. Мархинин	0,637	В ноябре 1957 г. произошло извержение вулкана
VII. 1958 г. Зеленов	0,335	Вулкан находился в спокойном состоянии
VII. 1959 г. Зеленов	0,346	То же

Вулкан Заварицкого (Курильские острова). Хорошо изучен химизм вод оз. Бирюзового в кратере вулкана Заварицкого на о-ве Симушир. Это озеро конденсирует компоненты вулканических газов; стока воды оно не имеет. Расположено озеро непосредственно над жерлом вулкана, который был активен в 1957 г. Во время последних извержений на поверхность кратера поступал свежий магматический материал. Летучие, выделяющиеся из магмы до, во время и после извержения, профильтровываются через воду озера и растворяются в ней. Поэтому изменение химического состава вод озера до, во время и после извержения имеет большое значение для изучения отношений основных компонентов вулканических газов и соответственно для прогноза извержения вулкана Заварицкого.

Из табл. 6 видно, что период извержения вулкана Заварицкого характеризуется увеличением содержания серы по сравнению с хлором в несколько раз (серы в 8,4, а хлора только в 1,1). При этом увеличение количества серы по отношению к хлору происходит очень резко непосредственно перед извержением (Зеленов, Канакина, 1962). Добавим, что извержение в кальдере вулкана Заварицкого, которое произошло между 1916 и 1931 гг., с образованием насыпного конуса, по данным отношений S/Cl было ближе к 1916 г., чем к 1931 г. К 1931 г. в пробе воды, отобранной Харада, количество серы было незначительным. К. К. Зеленов считает, что большие количества хлора накопились в воде оз. Бирюзового за счет активности вулкана между 1916 и 1931 гг. Вероятно, накопление хлора произошло, в основном, в межпароксизмальный период деятельности вулкана, когда в выделяющихся эксгаляциях преобладал хлор. Необходимо при этом учесть разницу в растворимости газообразных HCl, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>.

Вулкан Эбеко (Курильские острова). Большое количество химических анализов фумарольных газов и термальных вод вулкана Эбеко позволило некоторым авторам сделать попытки прогнозировать извержения этого вулкана (Сурнина, Воронова, 1964). Отмечается



более значительное увеличение количества серы в фумарольных газах и термальных источниках по сравнению с хлором перед извержением этого вулкана (Сидоров, 1966).

Некоторые вулканы мира. В литературе имеются данные свидетельствующие о возможности прогнозирования извержений вулканов по изменению отношения S/Cl. Интересны в этом отношении работы Ногучи и Камия (Noguchi, Kamiya, 1963), которые проводили исследования на вулканах Асама и Михара в 1956—1960 гг. с целью прогнозирования их извержения по изменению химического состава фумарольных газов в кратере. Применив методику фиксации кислых газов в ловушках со щелочами непосредственно на вулкане, авторы доказывают, что отношение S/Cl в газах обоих вулканов резко увеличилось накануне извержения.

За месяц до извержения вулкана Асама, 10 ноября 1958 г., произошло резкое увеличение отношения S/Cl в газах активного кратера. Величина отношения S/Cl в газах кратера Михара, тоже примерно за месяц до извержения была максимальной.

Эти же авторы (Noguchi, Kamiya, 1962) изучали водные вытяжки из пеплов с кромки кратера вулкана Асама. Пробы отбирались периодически в течение 1957—1958 гг. Было установлено, что отношение S/Cl в водных вытяжках из пеплов резко увеличилось перед извержением Асама в 1958 г. и было низким во время спада активности.

При изучении активности вулкана Лангела, по данным Тейлора (Iwasaki, Zawa, 1963), за девять месяцев до извержения вулкана в конденсатах пара фумарол началось постепенное увеличение количества сульфат-иона. Начало извержения Лангела было отмечено конденсированием из пара фумарол почти одной серной кислоты.

Перед извержением вулкана на о-ве Аскья (Sigvaldason, 1964) открылись трещины, по которым на поверхность изливалась горячая вода с увеличенным количеством сульфат-иона. Ожидаемого хлора в ней не было. Вскоре излияние воды сменилось действием гейзеров, затем стал вырываться сухой газ, и, наконец, начала изливаться лава.

Эти исследователи считали, что сульфат-ион и хлор-ион в водах, предшествовавших излиянию лавы, имели магматическое происхождение. Алюминий, железо и другие металлы считались выщелоченными из окружающих пород. Сера в водах и газах значительно преобладала над хлором.

Пайн и Боллард (Payne, Ballard, 1940) отмечали, что перед извержением вулкана Мауна-Лоа в 1939 г. в фумаролах Салфэр Бэнк, около кратера Килауэа, резко увеличилось количество газообразных соединений серы.

С целью выяснить природу вулканических извержений некоторые японские исследователи (Iwasaki и др. 1963) приступили к изучению гейзеров, считая их вулканами в миниатюре. Они изучали изменение дебита, температуры и химического состава газов и вод на протяжении полного цикла деятельности гейзеров. На основании этих данных авторы пришли к выводу о возможности предугадывания времени и характера извержения гейзера с большой точностью. По данным Ивасаки и других, наибольшего значения в газах гейзера Хоко-Зигоку в период извержения достигает  $H_2S$ .

#### **ОДНА ИЗ ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН УВЕЛИЧЕНИЯ ОТНОШЕНИЯ СЕРЫ К ХЛОРУ ПЕРЕД ИЗВЕРЖЕНИЕМ ВУЛКАНА**

В результате подробного изучения эксгаляций отдельных Камчатских вулканов С. И. Набоко (1959) пришла к выводу о некоторой специализации эксгаляций вулканов в зависимости от состава лавы. Установлено, что эксгаляций андезитового вулкана Шевелуч обеднены гал-

лоидами и обогащены сульфатами (объяснялось это утерей наиболее активных летучих в процессе длительной эволюции продуктов кислого состава); эксгаляции андезито-базальтового Ключевского вулкана, наоборот, обогащены галлоидными и обеднены сернистыми газами.

Дальнейшие полевые и экспериментальные исследования в СССР (Пийп, 1956; Набоко, 1963) на примере взрывных и эффузивных кратеров Ключевского вулкана и за рубежом (Lovering, 1961; Krauskopf, 1948) на примере вулканов Килауэа, Катмаи, Парикутин показали, что суть дела не только в специализации магмы, но и в различной степени растворимости в ней серы и хлора. Сера меньше растворяется в магме, поэтому она в первую очередь отделяется от нее; хлор обладает большей растворимостью, и поэтому дольше сохраняется в изверженных продуктах<sup>1</sup>.

Из магмы, при ее движении к поверхности (когда давление уменьшается), начинают бурно отделяться летучие. В первую очередь отделяется сера, и поэтому в начальную стадию, предшествующую излиянию лавы или сопровождающую ее, газы группы серы преобладают над галлоидными. Фумаролы на образующихся при извержениях шлаковых конусах или пирокластических потоках в начальный момент также обогащены серой, вероятно, за счет газов, адсорбированных пирокластическим материалом из газового облака.

Таким образом, сернистый характер эксгаляций присущ периоду извержения вулкана, а галлоидный состав характерен для эксгаляций начальной стадии остывания лавового материала. Поэтому в межпаракризисный период фумаролы, действующие на лавовых пробках в кратерах или на экструзивных куполах вулканов, имеют галлоидный состав. Перед следующим извержением, т. е. в начале активизации магмы, в таких фумаролах на фоне общего увеличения дебита газов большую роль начинают играть газы группы серы.

Что же является источником газов перед извержением? Питаются ли фумаролы, расположенные над жерлом вулкана, газами, поднимающимися от магмы? На этот вопрос, нам кажется, можно ответить следующим примером. Впервые в больших количествах в фумаролах экструзивного купола вулкана Безымянного был обнаружен фтор в 1963 г. (Меняйлов, Никитина, 1964), т. е. спустя 8 лет после начала его выжигания. В дальнейшем фумаролы купола стали настолько насыщены фтором, что летом 1964 г. порода около выходов газов была (полностью перерождена в продукт фтористого метасоматоза.

Среди летучих в фумаролах пирокластических потоков извержений Безымянного с 1956 г. фтора не было. В 1963 и 1964 гг., т. е. когда фтор в фумаролах купола был уже обнаружен в значительных количествах, газы пирокластических потоков фтора еще не имели. По-видимому, материал потоков образовался в основном за счет разрушения купола, сложенного лавами ранних извержений. Фумаролы в активных участках купола отражали состав газов, еще не поступивших на поверхность горизонтов магматической колонны.

В фумаролах пирокластических потоков, образовавшихся весной 1965 г., фтор уже был найден. В результате длительного извержения вулкана Безымянного к 1965 г. на поверхность стала поступать магма более глубоких частей колонны, обогащенная фтором.

<sup>1</sup> На основании расчетных данных С. Мацуо (Matsuo, 1960) установил, что содержание различных компонентов вулканических газов зависит от минералогической природы магм, питающих вулканы. Но независимо от состава магмы при различных термодинамических условиях газы группы серы ведут себя одинаково; количество газообразных соединений серы увеличивается, когда повышается температура, но давление не изменяется, или когда давление понижается при постоянной температуре в магме. Эту особенность газообразной серы С. Мацуо предполагает использовать для прогнозирования извержений вулканов по изменению состава фумарольных газов.

Таким образом, газы фумарол «а куполе вулкана Безымянного являются в преобладающем количестве ювенильными. В 1964—1965 гг. они отражали газовый состав более глубоких частей магматической колонны. С другой стороны, можно предположить, что при увеличении температуры от поступающих снизу порций магмы старые породы разогреваются и из них начинают в больших количествах выделяться ранее окклюдированные газы. Согласно экспериментальным данным по нагреванию пород в вакууме, количество галлоидных должно увеличиваться более сильно, чем газов группы серы. Однако в большинстве случаев в фумаролах вулканов происходит обратное. Отношение S/Cl не уменьшается, а увеличивается перед извержением. Значит, в фумаролах перед извержением преобладают газы, непосредственно отделяющиеся от поднимающейся магмы.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматривая изменения отношения S/Cl в газах фумарол некоторых вулканов (Безымянный, Ключевской, Швелуч на Камчатке, Заварицкого, Эбеко на Курильских островах и др.), можно заключить, что увеличение отношения S/Cl в газах этих вулканов знаменует начало активизации магмы, что, в свою очередь, может привести к прорыву ее на поверхность.

На фоне количественных колебаний основных компонентов в вулканических газах изменение отношения S/Cl более наглядно и является признаком для прогнозирования вулканических извержений. Авторы предполагают характеризовать степень активности вулкана не по изменению абсолютных количеств отдельных компонентов газовой смеси, так как еще не выработан единый метод отбора проб газов и не исключены возможности примешивания воздуха, а по методу фиксации изменения относительных количеств двух или нескольких компонентов в газовой смеси, особенно суммарных серы и хлора.

Можно воспользоваться изучением отношений S/Cl в поглотительных жидкостях, постоянно находящихся у кратера, в водных вытяжках из мелкой пирокластики на краю или вблизи кратера, в атмосферных осадках, взятых в непосредственной близости от кратера, в водах кратерных озер и пр. Как было показано выше, такие отношения отражают истинный состав вулканических газов.

### ЛИТЕРАТУРА

- Башарина Л. А. Наблюдения за состоянием фумарол побочных кратеров вулканов Ключевского и Швелуча в 1948—1949 гг.— Бюлл. вулканол. ст. АН СССР, 1953, № 9.
- Башарина Л. А. Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного.— Бюлл. Вулканол. ст. АН СССР, № 27, 1958.
- Башарина Л. А. Эксгаляции побочных кратеров вулкана Ключевского на различных стадиях остывания лавы.— В кн.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., 1963.
- Башарина Л. А. Эксгаляции кислых лав вулкана Безымянного.— В кн.: «Современный вулканизм Северо-Востока Сибири». М., 1964.
- Горшков Г. С., Былинкина А. А. Наблюдения над извержением Швелуча, в 1948—1950 гг.— Бюлл. Вулканол. ст. АН СССР, № 20, 1954.
- Зелеиов К. К., Канакина П. А. Вулкан Заварицкого (Бирюзовое озеро) и изменение химизма его вод в результате извержения в 1957 г.— Бюлл. Вулканол. ст. АН СССР, № 32, 1962.
- Кирсанов И. Т., Серафимова Е. К. и др. Извержение вулкана Карымского в 1962 г.— Бюлл. Вулканол. ст. АН СССР, 1965, № 39.
- Меняйлов И. А., Никитина Л. П. Вулканы Северной Камчатки в 1962—1963.— Бюлл. Вулканол. ст. АН СССР, 1964, № 37.
- Меняйлов И. А., Никитина Л. П. Эксгаляции вулканов Северной Камчатки в 1964 г.— Бюлл. Вулканол. ст. АН СССР, 1966, № 40.

- Набоко С. И. Извержение Билюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР и Камчатской вулканол. станции 1947, вып. 5.
- Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций.— Труды лабор. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм в районах активного вулканизма. М., 1963.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 11.
- Сидоров С. С. Активизация вулкана Эбеко в 1963 г. и эволюция его гидротермальной деятельности в предшествующий период.— Бюлл. Вулканол. станций АН СССР, 1966, № 40.
- Сурнина Л. В., Воронова Л. Г. Значение исследования химического состава вулканических газов для предсказания извержения.— Геология и геофизика. 1964, № 7.
- Товарова И. И. Фумарольная деятельность в кальдере Заварицкого — Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1960, № 30.
- Iwasaki I., Zawa T. O. Nature of volcanic gases and volcanic eruption.— Bull. volcanol, 1963, t. XXVI.
- Kauama I., Murozzumi M. Volcanic sublimates and volcanic activities.— Bull. volcanol., 1960, t. XXVI.
- Krauskopf K. B. Mechanism of eruption at Paricutin Volcano, Mexico.— Bull. geol. Soc. Amer. 1948, v. 59, N 8.
- Lovering T. S. Sulfide ore formed from sulfidedeficient solutions — Econ. geol., 1961, v. 56, N 1.
- Matsuo S. On the origin of volcanic gases.— J. Earth. Sci., Nagoua univ., 1960, N 8.
- Noguchi K., Kamiya H. Растворенные в воде компоненты вулканических пеплов, собранных вокруг г. Асама.— I. Chem. Soc. Japan. 1962, v. 83, N 3.
- Noguchi K., Kamiya H. Prediction of volcanic eruption by measuring the chemical composition and amount of gases.— Bull. volcanol., 1963, t. XXVI.
- Payne J. H., Ballard S. S. The incidence of hydrogen sulfide of Kilauea solfatara preceding the 1940 Mauna Loa volcanic activity.— Science, 1940, N 92.
- Sigvaldason G. E. Some geochemical and hidrothermal aspects of the 1961 Askija eruption.— Beitr. Mineral. und Petrogr. 1964. t. 10, N 3.
- Tazieff H., Tonani F. Fluctuation rapides at importantes de la phaza gazeuse eruption.— C. r. Acad. Sci., 1963, t. 257, N 25.
- White D. E., Waring C. A. A review of the chemical composition of gases from volcanic fumaroles.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1961, N 424-C.

## **МАСШТАБ И ВОЗРАСТ ПОСЛЕДНЕЙ КРУПНЕЙШЕЙ ВСПЫШКИ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА НА КАМЧАТКЕ**

При геоморфологическом картировании (1964—1965 гг.) Восточной вулканической зоны Камчатки, сопровождавшемся массовым дешифрированием аэрофотоснимков, удалось установить широкое распространение выраженных в рельефе участков молодых пемзовых и игнимбритовых покровов. Последние часто не прикрыты или почти не прикрыты сколько-нибудь мощными, более молодыми отложениями, обладают специфическим комплексом дешифровочных признаков и поэтому на аэрофотоснимках распознаются практически безошибочно<sup>1</sup>.

Характерные дешифрировочные признаки пемзовых и игнимбритовых покровов получены при анализе особенностей рельефа ранее изученных полей развития пемзовых и игнимбритовых толщ (Влодавец, 1953, 1957, 1958; Пийп, 1961; Апрельков, 1961; Брайцева и др., 1966). Главнейшие из этих признаков следующие.

1. Специфическое строение поверхности: идеальная, слабонаклонная или горизонтальная равнина на участках, не затронутых эрозией; рельеф типа бедленд на участках, интенсивно переработанных эрозионными процессами; пологосклонный грядовый рельеф, когда эти образования лежат на слаборасчлененных вулканических плато.

2. Приуроченность к отрицательным формам рельефа (долины рек и ручьев, седловины) и к горизонтальным или слабонаклонным равнинным участкам (вулканические плато, подножия вулканических конусов).

3. Наличие отчетливых признаков течения: совпадение наклонов поверхности покровов с падением тальвегов водотоков; повышенная мощность перед фронтальной частью препятствий и пониженная за препятствиями. За счет повышенной мощности отложений перед препятствием часто возникает своеобразный полукруглый валик (рис. 1).

4. Пространственная связь с крупными (10—15 км в диаметре) хорошо выраженными в рельефе кальдерами.

Насколько можно судить по новейшим работам (Geze et al. 1959; Vincent, 1960; Bordet et al., 1963; Росс, Смит, 1963; Смит, 1963; Исикава и др., 1963), посвященным описанию аналогичных образований в других регионах земного шара, эти признаки характерны для всех молодых пемзовых и игнимбритовых покровов, независимо от их местонахождения.

<sup>1</sup> Конфигурация и площадь игнимбритового покрова в районе вулкана Горелого, определенная на основе дешифрирования аэрофотоснимков, весьма близки к таковым, полученным И. Т. Кирсановым, проводившим здесь специальные геологические исследования. Полевые исследования Т. С. Краевой и О. А. Брайцевой также подтвердили наличие выделенного по аэрофотоснимкам покрова игнимбритов в верховье р. Левой Жупановой.

В связи с тем, что участки, сложенные пемзами и игнимбридами, по рельефу различаются очень незначительно, выделение только пемзовых и только игнимбритовых покровов без проведения детальных геологических работ не представляется возможным. Поэтому на прилагаемых схемах (рис. 2, 3) пемзовые и игнимбритовые покровы показаны одним знаком. В дальнейшем они будут называться пемзо-игнимбритовыми покровами. По-видимому, подобное название более соответствует и геологическому строению этих образований, поскольку на ряде участков они сложены чередующимися горизонтами пемз и игнимбритов, иногда туфов кислого состава.

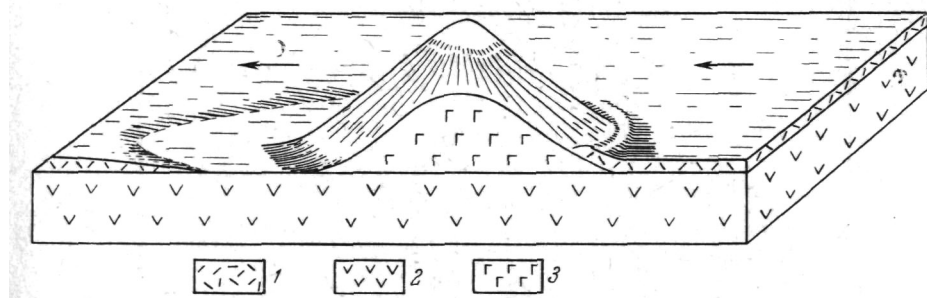


Рис. 1. Схема обтекания пирокластическим потоком положительной формы подстилающего рельефа

1 — отложения пирокластического потока; 2 — породы вулканического плато; 3 — породы лавового вулканического конуса. Стрелками показано направление движения пирокластического потока

На схемах реконструкции, составленных на основе дешифрирования аэрофотоснимков и материалов предыдущих исследователей, хорошо видны три обособленных один от другого пемзо-игнимбритовых покровов: один на Восточной Камчатке (рис. 2) и два на Южной (рис. 3).

Самый северный и наиболее обширный из них (>5500 км<sup>2</sup>) располагается в бассейне р. Жупановой. Генетически с этим же массивом связан сравнительно небольшой по площади (около 400 км<sup>2</sup>) покров в долине р. Правой Шапиной. Пемзо-игнимбритовый покров бассейна р. Жупановой приурочен к крупной наложенной тектонической впадине, ограниченной на западе и северо-западе торст-антиклиналью Валагинского хребта, на юго-западе и северо-востоке — антиклинальными поднятиями Шипунского и Кроноцкого полуостровов. Основная часть пемзо-игнимбритового покрова в бассейне р. Правой Шапиной располагается в пределах молодого грабена, отделенного от прилегающих горных хребтов отчетливыми тектоническими нарушениями.

На существование пемзо-игнимбритовой толщи в этом районе указывали В. И. Влодавец (1953, 1957, 1958) и Б. И. Пийп (1961). Б. И. Пийп составил также первую схему распространения игнимбритов. По данным этих исследователей, пемзо-игнимбритовый покров имеет кислый состав (от дацитов до риолитов), слагая несколько игнимбритовых и пемзовых горизонтов.

Однако единой точки зрения на механизм формирования этой толщи и местонахождение центров извержения, с которыми она была связана, до настоящего времени не имеется. Так, Б. И. Пийп делает вывод об образовании игнимбритов из огненно-эмульсионной тучи. Основным центром извержения он считал древний базальтовый вулкан Узон, превратившийся после извержения в кальдеру. В. И. Влодавец называет подобные образования туфолавами, подчеркивая тем самым их лавовое происхождение.

На составленной нами схеме (рис. 2) уточнены границы распространения пемз и игнимбритов в рассматриваемом районе. Были выявлены

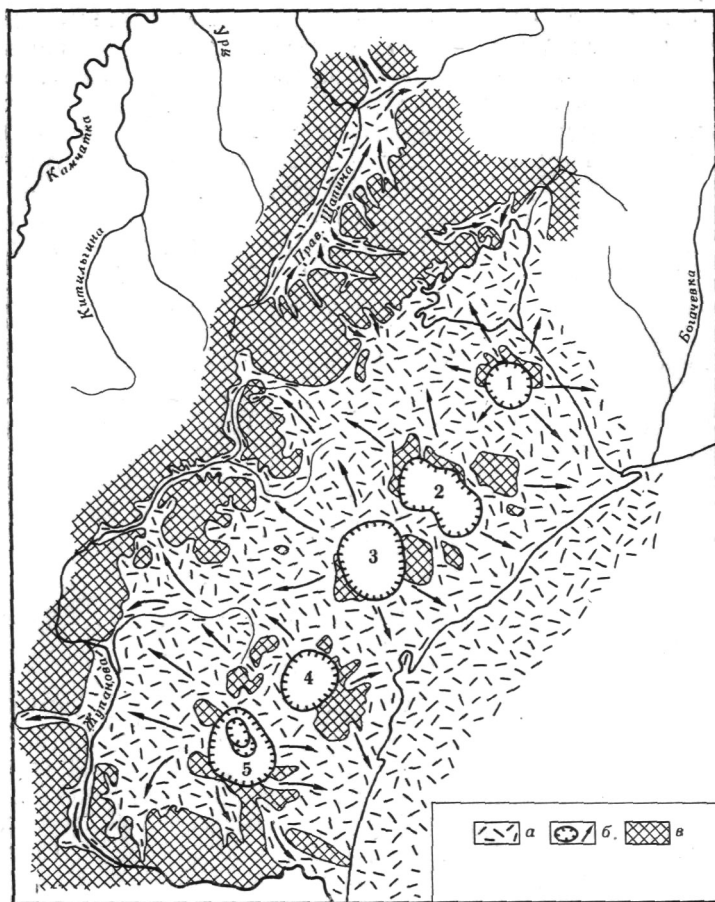


Рис. 2. Схема реконструкции пемзо-игнимбритового покрова на Восточной Камчатке  
*а* — пемзо-игнимбритовый покров; *б* — кальдеры: 1 — вулкана Крашенинникова, 2 — Узона, 3 — вулкана Большой Семячик, 4 — вулкана Малый Семячик, 5 — района оз. Карымского; *в* — горные массивы, выступающие над поверхностью пемзо-игнимбритового покрова. Стрелками показано направление движения пирокластических потоков

новые участки, сложенные пемзо-игнимбритовой толщей. Анализ аэрофотоснимков позволил также получить ряд новых данных о взаимоотношении пемзо-игнимбритовой толщи с подстилающим рельефом, в частности, четкую ее приуроченность к отрицательным формам рельефа и к обширным равнинным участкам вулканических плато, отсутствие чехла этих отложений на крутых склонах. Особенно ценным было то, что удалось установить взаимоотношение этой толщи с положительными формами подстилающего рельефа, возвышающимися над поверхностью покрова. Последнее дало возможность определить направление переноса материала, слагающего пемзо-игнимбритовый покров, а следовательно, и местонахождение основных центров его извержения. Таких центров было, по крайней мере, пять: кальдера вулкана Крашенинникова, кальдерный вулкан Узон, кальдера Большого и Малого Семячика и сложно построенная кальдера района Карымского озера.

Большое значение для уяснения механизма формирования пемзо-игнимбритового покрова, как будет показано ниже, имела находка кислых туфов в долине р. Правой Шапиной, расположенной на западном склоне Валагинского хребта и (пространственно оторванной от основной части пемзо-игнимбритового покрова. Высота водораздельной части

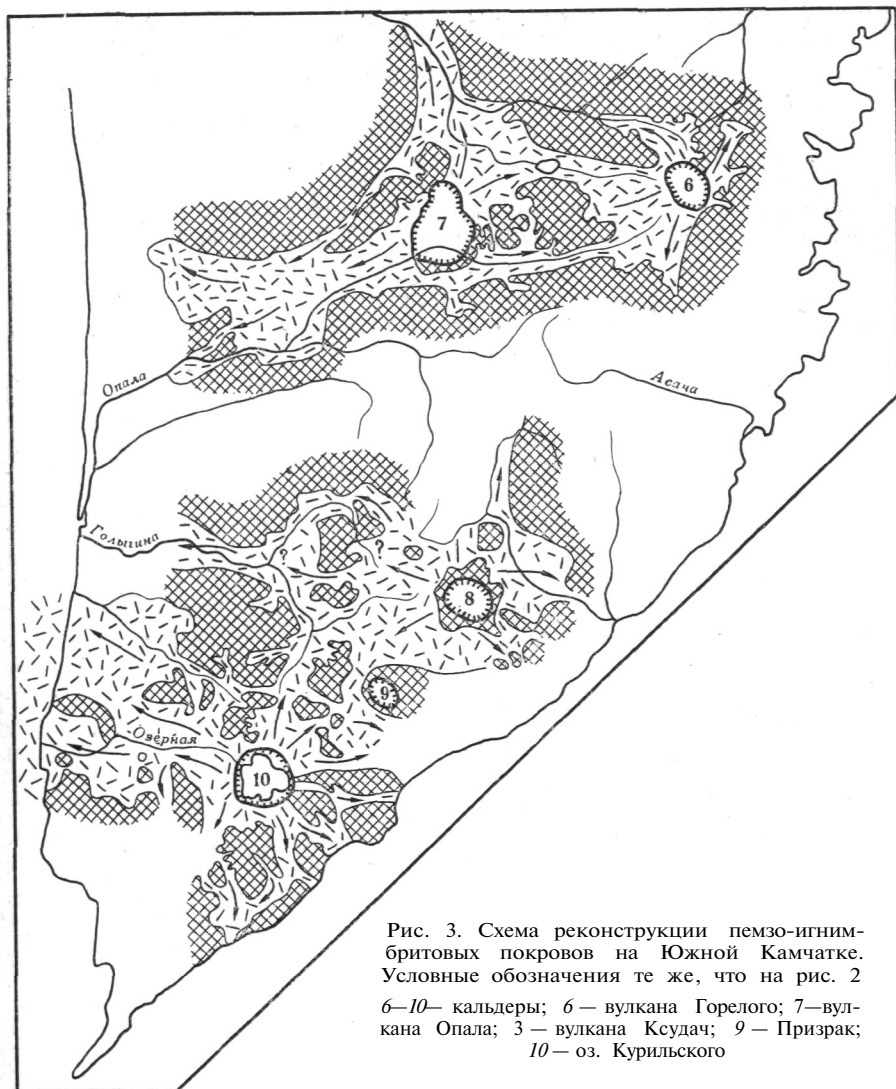


Рис. 3. Схема реконструкции пемзо-игни-  
бритовых покровов на Южной Камчатке.  
Условные обозначения те же, что на рис. 2  
6—10— кальдеры; 6 — вулкана Горелого; 7—вул-  
кана Опала; 3 — вулкана Ксудач; 9 — Призрак;  
10 — оз. Курильского

Валагинского хребта достигает здесь 1500—1600 м, превышая на 900—1000 м абсолютные отметки поверхности пемзо-игнибритового покрова у восточного подножия хребта. Очень интересно в этом отношении, что наклон первичной поверхности пемзо-игнибритовой толщи в долинах водотоков, расчлняющих восточный склон Валагинского хребта, часто прямо противоположен направлению переноса материала из всех возможных центров извержения.

Основываясь на приведенных фактах и принимая во внимание характер взаимоотношений пемзо-игнибритовой толщи с выступающими над поверхностью покрова положительными формами подстилающего рельефа, можно утверждать: а) что отложения пемзо-игнибритового покрова повсеместно обладали способностью к движению и б) что значительная часть материала была переброшена по воздуху через довольно высокий Валагинский хребет, удаленный на 30—40 км от ближайших центров извержения. Если первое положение с учетом характера пород, слагающих пемзо-игнибритовый покров, дает возможность предположить, что этот покров был сформирован типичными пирокластическими



потоками (потоками вулканического пепла), подробно описанными К. С. Россом и Р. Л. Смитом (1963) и Р. Л. Смитом (1963), то второе позволяет сделать вывод о колоссальной силе извержений при образовании этого покрова.

В настоящее время трудно однозначно установить тип (или типы; вулканических извержений, имевших место при формировании пемзо-игнимбритового покрова, поскольку вулканические аппараты, с которыми они были связаны, не сохранились. По геологическим результатам к ним, по-видимому, приближаются извержения вулкана Безымянного в 1956 г. (Горшков, 1957; Богоявленская, 1960), а также вулкана Катмаи в 1912 г., в трактовке Г. С. Горшкова (Горшков, 1962; Горшков, Богоявленская, 1965). Из более древних извержений им аналогично голоценовое извержение, в результате которого были образованы обширные по площади пемзовые покровы района Курильского озера на Южной Камчатке (Брайцева и др., 1965).

Параллелизация с перечисленными извержениями удовлетворительно объясняет большинство наиболее характерных особенностей, присутствующих рассматриваемому покрову и слагающим его породам. Так, механизм формирования пирокластических потоков, свойственных всем этим извержениям, хорошо объясняет происхождение идеально ровной первичной поверхности пемзо-игнимбритового покрова, приуроченность максимальной мощности отложений к отрицательным формам рельефа, наличие следов течения изверженного материала. Большая подвижность материала пирокластических потоков послужила главной причиной отсутствия пемзо-игнимбритового покрова на крутых склонах долин. Это же свойство материала пирокластических потоков способствовало тому, что накопившиеся на дне долин отложения перемещались под действием силы тяжести вниз по долинам.

Для всех названных извержений характерна громадная сила, с которой выбрасывался извергаемый материал. В частности, отмечается, что последний перебрасывался через водоразделы высотой в несколько сот метров и глубокие речные долины на расстояние до 10 км и более. При образовании рассматриваемого пемзо-игнимбритового покрова следует допустить наличие еще более сильных взрывов, так как огромное количество изверженного материала было переброшено на западный склон Валагинского хребта через его водораздел на расстоянии 30—40 км от ближайших центров извержения. Выпавший здесь материал дал начало новым пирокластическим потокам, сформировавшим изолированный участок покрова в долине р. Правой Шапиной.

В результате гигантских взрывов значительная часть материала была вынесена еще дальше в пределы Центральной Камчатской депрессии, образовав здесь, очень мощную (до 30—40 м) толщу покровных супесей<sup>2</sup>. В этой же толще визуально хорошо выделяется множество белых, светлокремевых и розоватых прослоев вулканических пеплов мощностью (в уплотненном состоянии) от 1 см до 1 м. Наиболее мощные прослои (0,15—1,0 м) состоят из вулканического песка и гравия. Подобные горизонты по своей мощности (даже в уплотненном состоянии), механическому составу и удаленности от центров извержения (на 80—100 км) вполне соизмеримы, а иногда превышают мощности аналогичных образований крупнейших исторических извержений. Так, мощность вулканического песка и гравия, выпавшего в пос. Кодьяк на одноименном острове (160 км от центра извержения) при извержении вулкана Катмаи в 1912 г., составляла всего 25 см (Bordet et al., 1963): мощность песка и пепла при извержении вулкана Безымянного в 1956 г. на расстоянии 15—20 км от кратера равнялась в среднем 30—40 см (Горшков, Богоявленская, 1965).

<sup>2</sup> С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1940) относили эти образования к III горизонту озерных отложений Центральной Камчатской депрессии.

В одном разрезе мы наблюдали до пяти очень мощных горизонтов пирокластического материала, свидетельствующих минимально о пяти гигантских извержениях при формировании пемзо-игнимбритового покрова. Общее же число извержений, если судить по количеству отдельных пепловых прослоев, превышало многие десятки.

Дешифрирование аэрофотоснимков позволило уточнить размеры и очертания ранее известных кальдер: вулкана Крашенинникова, Узон, Большого и Малого Семячика. Было установлено также наличие еще одной крупной кальдеры на самом юге рассматриваемого района, которая является внешней к двойной кальдере, заключающей Карымское озеро.

Все перечисленные кальдеры являются, по нашему мнению, кальдерами проседания (обрушения). Во-первых, они отличаются значительными размерами (10—15 км в поперечнике), которые большинство исследователей связывают с обрушением или проседанием участков земной поверхности после опустошения магматической камеры в результате крупных вулканических извержений. Во-вторых, они ограничены отчетливыми вулкано-тектоническими разрывными нарушениями, поэтому очертания стенок кальдер в плане имеют сложную фестончатую форму. В-третьих, они не связаны с каким-либо одним вулканическим сооружением, а, как правило, срезают сразу несколько небольших по размерам и неодинаковых по возрасту вулканических аппаратов.

Следует указать на приуроченность кальдер к одной линии северо-восточного простираения. Не исключено, что это связано с крупным тектоническим нарушением. Для однозначного решения этого вопроса необходимо провести комплекс специальных, прежде всего геофизических работ, поскольку обычные геологические исследования здесь недостаточны.

Очень трудно также пока точно определить и объем пород, слагающих пемзо-игнимбритовый покров, так как имеется еще очень мало сведений о мощности этого образования. Отдельные наблюдения показывают, что мощность покрова изменяется в очень широком диапазоне: от 20—30 м на периферии до 200 м и более в пределах крупных погребенных отрицательных форм. Имеются данные о том, что мощность пемзо-игнимбритового покрова на берегу Кроноцкого залива достигает 70—80 м. Последняя цифра дает возможность предполагать, что пемзо-игнимбритовый покров ранее распространялся на территории, занятой сейчас морем (см. рис. 2).

В первом приближении можно, видимо, принять, что средняя его мощность достигает 100 м. Тогда объем пемзо-игнимбритового покрова (площадь 5900 км<sup>2</sup>) будет превышать 590 км<sup>3</sup>. Однако общее количество вулканических продуктов, извергнутых при образовании покрова, должно быть сильно увеличено за счет пирокластического материала, унесенного за пределы рассматриваемой территории.

Основанием пемзо-игнимбритового покрова служат породы широкого возрастного диапазона: палеогеновые и миоценовые толщи в пределах Валагинского хребта, нижнечетвертичные (?) эффузивы на левобережье р. Лево́й Жупановой, нижние части склонов конусов четвертичных вулканов (вулканы Унана, Берёзовый, Большой и Малый Разваленный, Сопочка-на-Долу и др.) в обрывах на берегу Кроноцкого залива Т. С. Краевая и О. А. Брайцева описали налегание пемзо-игнимбритовой толщи на морену предположительно среднечетвертичного (Q<sub>2</sub><sup>2</sup>?) или первой фазы верхнечетвертичного (Q<sub>3</sub><sup>2</sup>?) оледенений.

Повсеместно пемзо-игнимбритовая толща перекрывается моренами второй фазы (Q<sub>3</sub><sup>4</sup>) последнего, верхнечетвертичного, оледенения Камчатки. В бассейне р. Лево́й Жупановой и на побережье Кроноцкого залива в нее также врезаны одновозрастные с этими моренами флювиогляциальные террасы.

Таким образом, развитый здесь пемзо-игнимбритовый покров имеет следующие возрастные границы: он моложе подстилающей его морены среднечетвертичного (?) оледенения и древнее ледниковых и флювиогляциальных отложений второй фазы верхнечетвертичного оледенения.

Возраст отложений пемзо-игнимбритового покрова можно уточнить по коррелятным им мощным пепловым горизонтам и толще покровных супесей, залегающим в Центральной Камчатской депрессии. Горизонты вулканического песка и дресвы приурочены здесь к верхам горизонта отложений последнего межледниковья. Толща покровных пирокластических супесей перекрывает межледниковые отложения; в низах этой толщи были найдены многочисленные костные остатки мамонта, позволяющие отнести ее к верхнечетвертичной эпохе.

Суммируя эти данные, можно утверждать, что рассматриваемый пемзо-игнимбритовый покров сформировался в первую половину верхнечетвертичной эпохи до начала второй фазы верхнечетвертичного оледенения.

Проявления кислого вулканизма на рассматриваемой территории имели место и в более поздние отрезки времени. В частности, в окрестностях Карымского вулкана отмечены пемзы, хорошо фиксирующиеся на аэрофотоснимках. Они имеют голоценовый возраст, так как перекрывают морены второй (последней крупной) фазы верхнечетвертичного оледенения. Пемзы голоценового возраста найдены также вблизи кальдеры вулкана Крашенинникова. Прекрасно сохранившиеся голоценовые экструзивные купола наблюдаются в сложнопостроенном вулканическом массиве Большого Семячика. Однако общая площадь, занятая продуктами кислого голоценового вулканизма, не превышает здесь  $200 \text{ км}^2$ , т. е. она в 30 раз меньше площади верхнечетвертичного пемзо-игнимбритового покрова.

Два других пемзо-игнимбритовых покрова расположены на территории Южной Камчатки (см. рис. 3).

Более северный из них приурочен к бассейнам рек Опалы и Карымчины. Этот покров в виде широкой и длинной (более  $110 \text{ км}$ ) полосы тянется почти через весь полуостров. Его площадь около  $2400 \text{ км}^2$ .

По строению поверхности и характеру слагающих его пород пемзо-игнимбритовый покров делится на две части: восточную и западную. Восточная часть имеет вид пологого щита с центром в районе кальдеры вулкана Горелого. Эта часть покрова подробно изучена И. Т. Кирсановым и М. В. Федоровым. Здесь преобладают игнимбриты, однако имеются и пирокластические отложения. Состав пород андезито-дацитовый и дацитовый. Ю. М. Слепов и В. С. Шеймович определяют площадь, покрытую игнимбритами, в  $300 \text{ км}^2$ , а их объем в  $80 \text{ км}^3$ , исходя из средней мощности в  $250 \text{ м}$ . Приведенные цифры характеризуют только сохранившиеся от размыва участки пемзо-игнимбритового покрова. Проведенная реконструкция позволила увеличить площадь этого покрова до  $600 \text{ км}^2$ . В связи с тем, что реконструировать пришлось в основном периферические части покрова, где мощность отложений была не столь велика по сравнению с центральной частью, объем пемзо-игнимбритовой толщи увеличился не намного (приблизительно на  $120 \text{ км}^3$ ). Так же, как и в пределах Восточной Камчатки, эта цифра дана без учета пирокластики, унесенной за пределы покрова.

Перечисленные выше исследователи достаточно убедительно доказали, что пемзо-игнимбритовая толща сформирована тшрокластическими потоками, а кальдера вулкана Горелого имеет провальное происхождение. Анализ аэрофотоматериалов на эту территорию подтверждает сделанные выводы.

Большая по площади (около  $1800 \text{ км}^2$ ) западная часть в отличие от восточной, систематически не изучалась. Поэтому ее картирование про-

изведено в основном по результатам дешифрирования аэрофотоснимков. Однако имеется и ряд геологических данных, подтверждающих существование здесь соответствующих пород. Так, В. П. Вдовенко и Л. П. Грязнов описали в нескольких точках нижнего течения рек Опала и Сазан покров светлых пемз и пемзовых песков, лежащий на различных горизонтах эрмановской свиты ( $N_2^3$ ). Максимальная мощность покрова, отмеченная ими, достигает здесь 40 м. В. Н. Бондаренко и другие наблюдали горизонт белых липаритовых туфов, перекрывающий неровную поверхность охарактеризованных фауной отложений березовской свиты ( $N_1^2$ ). В ряде случаев между горизонтом туфов и отложениями березовской свиты, несомненно, имеется четвертичная толща. В. Н. Бондаренко, по-видимому, ошибочно отнес эти туфы к верхам березовской свиты.

Таким образом, можно утверждать, что периферическая часть покрова, где были сделаны описания разрезов, слагается пемзами, пемзовыми песками и туфами кислого состава.

Не исключено, что ближе к центральной части покрова, совершенно еще не исследованной<sup>3</sup>, наряду с этими породами, имеются и игнимбриты.

По первичным уклонам поверхности покрова и направлению движения слагающих его толщ хорошо видно, что центр извержения материала располагался в районе кальдеры вулкана Опала. Громадные размеры и сложные фестончатые очертания в плане стенок кальдеры указывают на ее провальное происхождение.

Значительное сходство этой части покрова с другими описанными выше покровами позволяет предполагать, что и он образован типичными пирокластическими потоками. Нахождение отдельных участков покрова в местах, отделенных от кальдеры высокими горными сооружениями, свидетельствует об очень большой силе извержений, сформировавших рассматриваемую часть пемзо-игнимбритового покрова.

Из-за недостаточной изученности очень трудно определить объем отложений, слагающих эту часть покрова. Принимая среднюю мощность покрова в 50 м (эта цифра очень ориентировочна), можно приблизительно оценить объем отложений покрова в 90 км<sup>3</sup>.

Возраст покрова установлен по соотношению с ледниковыми отложениями: в низовьях р. Опалы, вблизи побережья Охотского моря покров вложен в ледниковые отложения первой фазы верхнечетвертичного оледенения и перекрыт на многих участках моренами второй фазы этого оледенения.

Подобные взаимоотношения указывают на его верхнечетвертичный возраст.

Последний из выделенных покровов располагается на самом юге полуострова (см. рис. 3). В связи с большой сложностью подстилающего рельефа, широким распространением поздневерхнечетвертичных и голоценовых вулканических продуктов, частично перекрывших этот покров, а также интенсивными новейшими тектоническими движениями, способствовавшими усилению эрозионных процессов, разрушавших рассматриваемый покров, реконструкция последнего имеет приближенный характер. Его площадь по предварительной оценке превышала 3000 км<sup>2</sup>.

Слагающие покров игнимбриты под названием голыгинского горизонта описаны С. Е. Апрельковым (1961) и Е. Ф. Малеевым (1961). По данным этих исследователей, игнимбриты по химическому составу относятся к риолито-дацитам и дацитам. Мощность игнимбритов достигает 250 м.

По своим морфологическим признакам и взаимоотношению с подстилающим рельефом сохранившиеся участки пемзо-игнимбритового покрова практически не отличаются от таковых в других районах, описанных

<sup>3</sup> Пемзы, изученные Т. Ю. Марениной (1960), имеют голоценовый возраст и выброшены из взрывной воронки Бараньего амфитеатра в кальдере вулкана Опала.

выше. Это позволяет предполагать и сходный с ними генезис. Аналогичный вывод был сделан еще раньше Е. Ф. Малеевым (1961), указывавшим на пирокластическую природу игнимбритов Южной Камчатки.

Расположение отдельных фрагментов пемзо-игнимбритового покрова, направление уклонов его поверхности и взаимоотношение с формами подстилающего рельефа указывают на наличие двух основных центров извержения пирокластических потоков. Один из них располагался в районе Курильского озера, другой — в районе кальдеры вулкана Ксудач.

Мощность отложений пемзо-игнимбритового покрова изменяется от 30—40 м на поверхности вулканических плато до 300 м — в крупных речных долинах. Столь большое колебание мощностей сильно затрудняют определение ее средней величины. Поэтому приводимая цифра (100—150 м) очень ориентировочна. Очевидно, что столь же ориентировочным будет и подсчитанный объем (300—450 км<sup>3</sup>) слагающих покров отложений.

Пемзо-игнимбритовый покров залегает на очень разных по возрасту породах, в том числе на нижнечетвертичных эффузивах (правобережье р. Унканович, район кальдеры вулкана Ксудач)<sup>4</sup>, и выполняет долины современных водотоков. Поэтому нельзя согласиться с его плиоценовым возрастом (Апрелков, 1961)<sup>5</sup>. Однако отсутствие в рассматриваемом районе уверенно датированных четвертичных отложений, а также выраженных в рельефе следов первой фазы верхнечетвертичного оледенения (и более древних) не позволяет пока однозначно решить вопрос о нижней возрастной границе пемзо-игнимбритового покрова. Наоборот, его верхняя граница устанавливается достаточно четко: он древнее второй фазы верхнечетвертичного оледенения (Q<sub>3</sub><sup>4</sup>), так как имеет ясно выраженные следы обработки ледниками этой фазы оледенения и перекрыт оставленными ими моренами.

Большое морфологическое сходство и одинаковое положение в рельефе данного покрова с другими описанными выше покровами, а также приуроченность слагающих его пород к долинам современных водотоков, часть которых, несомненно, сформирована во вторую половину четвертичного периода, позволяють отнести этот покров к верхнечетвертичной эпохе.

На территории Южной Камчатки имели место также и значительные проявления кислого вулканизма голоценового возраста: пемзовые покровы района Курильского озера и района вулкана Ксудач, пемзы Бараньего амфитеатра в кальдере вулкана Опала, экструзивный массив Дикого Гребня и др. Однако их общая площадь не превышает здесь 900 км<sup>2</sup>, т. е. в 6—7 раз меньше, чем у верхнечетвертичных пемзо-игнимбритовых покровов.

Суммируя приведенные выше цифры, можно подсчитать, что общая площадь реконструированных пемзо-игнимбритовых покровов превышала на территории Восточной вулканической зоны Камчатки 11000 км<sup>2</sup>, а объем слагающего их материала, по предварительным оценкам, достигал 1100 км<sup>3</sup>. Таким образом, по своему объему рассмотренные пемзо-игнимбритовые покровы всего менее чем в два раза уступают аналогичным образованиям в районе оз. Тоба на Суматре—1500—2000 км<sup>2</sup> (Беммелен, 1957) или Йеллоустонского парка в США — около 1800 км<sup>2</sup> (Бонд, 1963), относящимся к самым крупным в мире. Они более чем в 10 раз превышают объем кислых туфов и туфолов (100 км<sup>3</sup>) на территории Армении (Ширинян, 1962) и вполне соизмеримы с объемом (несколько более 700 км<sup>3</sup>) спекшихся туфов и отложений пепловых потоков и раскаленных туч в Японии (Исикава и др., 1963).

<sup>4</sup> Установлено по аэрофотоснимкам.

<sup>5</sup> Данный вывод не распространяется на более древний горизонт игнимбритов, вскрытый при бурении и погребенный отложениями паужетской свиты предположительно плиоцен-нижнечетвертичного возраста.

Интересный материал, позволяющий, видимо, несколько дополнить представление о возрасте описанных пемзо-игнимбритовых покровов, получен при изучении колонок донных отложений северо-западной части Тихого океана (Безруков, Удинцев, 1953; Безруков, 1955; Романкевич, 1963; Романкевич и др., 1964). В большинстве исследованных колонок отмечается значительное обогащение пирокластическим материалом горизонтов, соответствующих двум стадиям (фазам) верхнечетвертичного оледенения.

Присутствие большой примеси вулканического материала в верхнем горизонте можно увязать с очень интенсивным проявлением вулканизма, имевшим место в конце верхнечетвертичной эпохи и в начале голоцена, когда были созданы наиболее крупные стратовулканы Восточной Камчатки: вулканы Шивелуч, Толбачик, Камень, Большая и Малая Удина, Кроноцкий, Корякский, Опала, Авачинский и многие другие (Мелекесцев, 1965; Брайцева, Мелекесцев, 1966; Брайцева и др., 1966).

Обогащение пирокластическим материалом более древнего из этих горизонтов можно синхронизировать, по всей вероятности, с образованием упомянутых выше пемзо-игнимбритовых покровов, занимающих сходное стратиграфическое положение. Подобная корреляция хорошо объясняет присутствие в отложениях этого горизонта примеси пемзового материала.

Абсолютная датировка выделенных горизонтов (Романкевич и др., 1964) позволяет также (если корреляция верна) приблизительно определить длительность отрезка времени, в течение которого происходило формирование рассмотренных пемзо-игнимбритовых покровов.

Продолжительность времени накопления осадков горизонта, соответствующего первой стадии верхнечетвертичного оледенения, около 30 тыс. лет (50—80 тыс. лет назад). Однако имеются данные (Восточная Камчатка), что формирование пемзо-игнимбритового покрова началось еще в конце последней межледниковой эпохи. Поэтому приведенная цифра должна быть несколько увеличена. Возможно, что длительность образования пемзо-игнимбритовых покровов достигала 40—50 тыс. лет.

Многочисленными исследованиями установлено, что продолжительность голоцена составляет 10—12 тыс. лет. На территория Восточной вулканической зоны Камчатки кислыми продуктами голоценового вулканизма было покрыто около 1100—1200 км<sup>2</sup>, т. е. в 10 раз меньше по сравнению с рассмотренным отрезком верхнечетвертичной эпохи. Разница в объеме была еще значительней (в 20—30 раз, если не больше). Таким образом, скорость накопления кислых вулканических продуктов в верхнечетвертичную эпоху, по крайней мере, в 4—5 раз превышала таковую в голоцене.

Все это позволяет утверждать, что часть верхнечетвертичной эпохи, включающая конец межледниковья и первую фазу верхнечетвертичного оледенения, была временем последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке. Не исключено, что данная вспышка, насколько об этом можно судить по расположению изученных колонок донных отложений, проявилась не только на Камчатке, но и на сопредельных территориях, т. е. имела региональный характер.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Апрелков С. Е. Игнимбриты Гольгинских гор (Южная Камчатка).—Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.  
Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины. Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955, т. 12.  
Безруков П. Л., Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей.—Докл. АН СССР, 1953, т. ХСІ, № 2.  
Беммелен В. Р. Геология Индонезии. М., 1957.

- Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1960, вып. 18.
- Бойд Ф. Р. Спекшиеся туфы и потоки Риолитового плато в Йеллоустонском парке. Вайоминг. В сб.: «Проблемы палеовулканизма». М., 1963.
- Брайцева О. А., Евтеева И. С., Лупикина Е. Г., Мелекесцев И. В. Некоторые вопросы стратиграфии осадочных четвертичных отложений Восточной Камчатки и их значение для определения возраста вулканических образований.— В сб.: «Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки». М., 1966.
- Брайцева О. Б., Краевая Т. С., Шеймович В. С. О происхождении Курильского озера и пемз этого района.— В сб.: «Вопросы географии Камчатки», вып. 3. Петропавловск-Камчатский, 1965.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Возраст современного рельефа Камчатки.— В сб.: «Вопросы географии Камчатки», вып. 4, Петропавловск-Камчатский, 1966.
- Влодавец В. И. О некоторых семячинских туфолавах и их происхождении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.
- Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1957, вып. 14.
- Влодавец В. И. Вулканы и вулканические образования Семячинского района.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 15.
- Горшков Г. С. Изверженные сопки Безымянной (предварительное сообщение).— Бюлл. Вулканол. ст. АН СССР, 1957, № 26.
- Горшков Г. С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений.— В сб.: «Вопросы вулканизма». М., 1962.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения в 1955—1963 гг. М., 1965.
- Исикава Т., Минато М., Куно Х., Мацумото Т. и Яги К. Спекшиеся туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии.— В сб.: «Проблемы палеовулканизма». М., 1963.
- Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1940, вып. XXII.
- Малеев Е. Ф. Пирокластическая природа игнимбритов Южной Камчатки.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Маренина Т. Ю. Вулкан Опала на Камчатке.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1960, вып. 18.
- Мелекесцев И. В. Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы В сб.: «Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР». М., 1965.
- Пийп Б. И. Кроноцкие игнимбриты на Камчатке.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Романкевич Е. А. Четвертичные глубоководные отложения северо-западной части Тихого океана и их значение для палеогеографии.— Изв. АН СССР, серия геол. 1963, № 6.
- Романкевич Е. К., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана.— В сб.: «Геология дна океанов и морей». М., 1964.
- Роск С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация.— В сб.: «Проблемы палеовулканизма». М., 1963.
- Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.— В сб.: «Проблемы палеовулканизма». М., 1963.
- Ширинян К. Г. Антропогенный вулканизм Армении.— В сб.: «Вопросы вулканизма». М., 1962.
- Bordet P., Marinelli G., Mitterpergher M. et Tazieff H. Contribution a l'etude volcanologique du Katmai et de la Vallee des Dix Mille Fumees (Alaska).— Memoires de la Societe Beige de geol. Serie 8, N 7. Bruxelles, 1963.
- Geze B., Hudeley H., Vincent P., Wacrenier Ph. Les volcans du Tibesti (Sahara du Tchad).—Bull. volcanol. Serie II, t. XXII. Napoli. 1959.
- Vincent P. M. Les volcans Tertiaires et Quaternaires du Tubesti occidental et central (Sahara du Tchad).— Les memoires du Bureau de Recherches geologiques et minières. Serie A, N 3617. Clermont-Ferrand, 1963.

## **ВУЛКАН УКСИЧАН В СРЕДИННОМ ХРЕБТЕ КАМЧАТКИ**

### **ВВЕДЕНИЕ**

Вулкан Уксичан занимает водораздельный участок Срединного хребта, располагаясь в междуречье Быстрой Козыревской, Быстрой Хайрюзовской и Тихой. Он является одним из крупных щитообразных вулканов, характеризуется значительной разрушенностью, резко повышенной щелочностью пород, а также своеобразной историей развития. Диаметр вулканического сооружения достигает 45 км. В вершинной части вулкана располагается 12-километровая кальдера, дно которой занято экстрюзиями. Относительная высота постройки 600—700 м. На склонах вулкана располагаются более молодые вулканы и многочисленные шлаковые конусы.

Ряд морфологических и геологических особенностей вулкана — глубокая эродированность склонов троговыми долинами, соотношение ледниковых форм рельефа с вулканической постройкой, взаимоотношение вулкана с породами фундамента, а также обратный знак намагниченности лав вулкана позволяют утверждать, что вулкан Уксичан является древнечетвертичным образованием.

Большинство исследователей (Власов, 1959; Эрлих, 1960; Ротман, 1962 и др.) отмечают широкое проявление в древнечетвертичное время в пределах Срединного хребта извержений преимущественно трещинного типа, образовавших так называемые платоэффузивы, которые сложены почти исключительно оливиновыми базальтами.

Изучение вулкана Уксичан, а также аналогичных древнечетвертичных образований в других районах Срединного хребта не подтверждает эти высказывания. Древнечетвертичные образования представлены главным образом крупными, сильно разрушенными дифференцированными щитообразными вулканами, ни один из которых не был детально изучен. Поэтому описание вулкана Уксичан представляет значительный интерес для более правильного понимания эволюции древнечетвертичного вулканизма в целом.

### **ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ**

Район вулкана Уксичан, несмотря на относительно небольшую площадь, в геоморфологическом отношении чрезвычайно разнообразен. Расположенный вблизи тектонически наиболее активной зоны (Козыревско-Быстринской системы поднятий), район характеризуется довольно сложной геологической историей. Здесь отмечаются значительная активность тектонических процессов, два цикла вулканизма (алейский и четвертичный), по крайней мере, две стадии верхнечетвертичного оледенения, большая интенсивность процессов комплексной денудации.



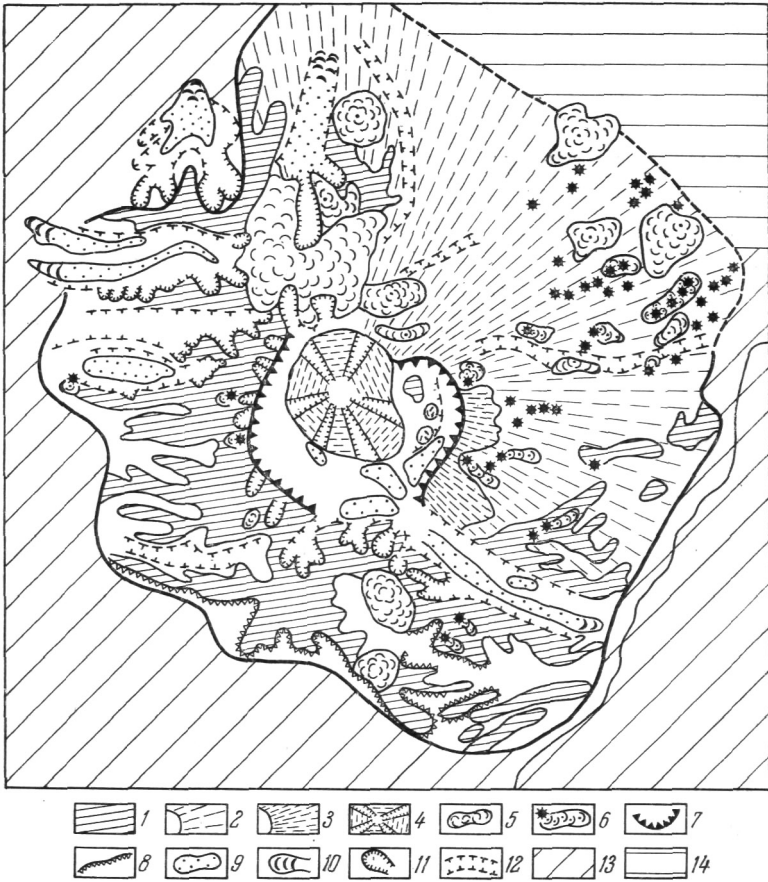


Рис 1. Схема геоморфологического строения вулкана Уксичан

1—столообразные участки склонов вулкана; 2—неоднородные пологоволнистые участки склонов; 3—лавовый останец с крупными склонами; 4—расчлененный рельеф высокогорного облика (экстрюзия); 5—молодые шитовые вулканы верхнечетвертично-современного возраста; 6—шлаковые конуса и их лавовые потоки; 7—кальдера; 8—крутые скалистые уступы; 9—холмисто-грядово-западинный рельеф (донная и основная морена); 10—конечноморенные образования второй (последней) стадии верхнечетвертичного оледенения; 11—кары; 12—троги; 13—высокогорный сильнорасчлененный эрозионно-тектонический рельеф на отложениях алнейской серии; 14—лавовая равнина Анаунского вулканического района

В результате наблюдается большое разнообразие генетических типов рельефа (рис. 1). Наиболее четко выделяются следующие морфогенетические типы рельефа: высокогорный, резко расчлененный эрозионно-тектонический, сформированный в результате доминирующего влияния интенсивных сводово-блоковых поднятий третичного фундамента; среднегорный эрозионно-вулканический рельеф (платообразные останцы вулкана Уксичан); первичноаккумулятивный вулканический рельеф, многочисленные типы ледникового рельефа и т. д.

Рельеф района вулкана Уксичан характеризуется четко выраженной ярусностью. Отчетливо выделяются три разновозрастных, существенно аккумулятивных (вулканических) яруса рельефа — нижний, средний и верхний.

Нижний ярус, сложенный эффузивно-пирокластическим комплексом пород алнейского вулканического цикла (верхний миоцен — плиоцен), в пределах вулкана Уксичан, является погребенным. Рельеф данного яруса характеризуется относительно слабым расчленением и достаточ-

ной выположенностью. За пределами мощных бронирующих комплексов вулкана Уксичан, к западу от него и в хребтах Быстринском и Козыревском, на отложениях алнейской серии, развит обычно контрастный, резко расчлененный эрозионно-тектонический рельеф высокогорного характера. Вулканические сооружения алнейского цикла в данном районе оказались сильно разрушенными интенсивными блоковыми перемещениями и в большинстве случаев практически полностью утратили форму вулканов.

Средний ярус, образованный существенно эффузивным комплексом вулкана Уксичан, представлен эрозионно-вулканическим рельефом среднегорного облика. Несмотря на интенсивное проявление многочисленных агентов разрушения (в том числе ледниковой экзарации), постройка все еще сохраняет форму вулкана.

Верхний ярус представлен группой молодых щитовых вулканов верхнечетвертично-современного возраста, близких к исландскому типу (Чингейнгейн, 1453, Эбев-Бунаня и ряд более мелких), а также мелкими моногенными вулканическими образованиями (шлаковыми и лавовыми конусами), которые не вносят коренных изменений в морфологические особенности рельефа вулкана. Рельеф данного яруса почти полностью сохраняет первичновулканический облик.

Геоморфологические особенности склонов вулкана. Отличительной и наиболее характерной морфологической особенностью рельефа вулкана Уксичан является широкое распространение на его склонах ровных, столообразных участков, что давало повод отдельным исследователям (Власов, 1959 и др.) говорить о развитии здесь древней поверхности выравнивания эрозионно-денудационного типа. Однако морфогенетические особенности высокой ровной поверхности отличны от поверхностей денудационного выравнивания (Чемеков, 1963) и обусловлены прежде всего особенностями вулканической деятельности в пределах данного центра.

Высоты ровной лавовой поверхности вблизи центра вулкана достигают 1200—1300 м, в краевых частях постройки они уменьшаются до 900 м. Лавовая поверхность склонов вулкана расчленена многочисленными троговыми долинами на отдельные платообразные останцы, имеющие четко выраженное периклинальное залегание. Углы наклона в пределах ровных участков склонов обычно не превышают 4—5°, однако вблизи кальдеры они увеличиваются до 12—15°, а на отдельных участках даже несколько больше, что хорошо согласуется с увеличением количества пирокластики в разрезе вулканической постройки в прикальдерной части, а также с увеличением мощности лавовых потоков.

Для лавовых платообразных участков характерно также ступенчатое строение, обусловленное последовательным напластованием многочисленных лавовых потоков. Лавовые потоки начальных излияний имели наименьшую вязкость и соответственно большую подвижность и распространялись от центра извержения на 15—20 км. Заключительные лавовые потоки были заметно короче, имели большую мощность и вязкость. В результате ритмичного напластования лавовых потоков большого объема поверхность склонов вулкана на обширных участках, на некотором удалении от центра постройки, была доведена до исключительно ровной, столообразной.

На столообразных участках склонов вулкана широко распространены развалы обломочно-глыбовых лав. Мелкообломочный элювий, как правило, отсутствует. Какие-либо вторичные продукты разрушения лавовой кровли не обнаружены. На западных склонах постройки ровная лавовая поверхность характеризуется существенной морфологической однородностью. Лавовая поверхность ее восточных склонов менее

однородна, отличается большей волнистостью, вследствие широкого проявления более молодых излияний (см. рис. 1).

Все изложенное позволяет заключить, что участки высокой ровной лавовой поверхности в генетическом отношении являются аккумулятивными (эффузивно-аккумулятивными) и соответствуют склонам вулкана.

Кратко рассмотрим особенности нижнего, погребенного яруса рельефа на отложениях алнейской серии. Кровля отложений фундамента вулкана сложена в значительной степени пирокластическими отложениями, слабоустойчивыми к агентам эрозии и выветривания. Несмотря на это, рельеф нижнего яруса характеризуется слабым расчленением и достаточной выположенностью. Древняя кора выветривания или какие-либо переходные горизонты, похожие на нее, не были обнаружены на отложениях фундамента. Перерыв между вулканической деятельностью алнейского цикла и четвертичного был, по-видимому, непродолжителен в данном районе, что подтверждается наблюдениями и в других районах вулканической зоны. Начавшееся денудационное выравнивание рельефа было прервано на какой-то начальной стадии активными блоковыми перемещениями и вулканической деятельностью нижнечетвертичного времени.

В целом рельеф нижнего погребенного яруса имеет существенно аккумулятивный облик. Он не обнаруживает признаков значительной переработки процессами денудации и в морфологическом отношении резко отличен от эрозионно-денудационного рельефа на анавайской серии.

Таким образом, как верхний уровень, соответствующий платообразным участкам вулкана Уксичан, так и нижний уровень рельефа, соответствующий кровле фундамента вулкана, несмотря на их частичную переработку агентами разрушения, в целом являются существенно аккумулятивными.

**Ледниковые формы рельефа.** В пределах вулкана Уксичан широко распространены ледниково-аккумулятивные и экзарационные формы рельефа. В долинах рек представлены все основные генетические типы морен: донная и основная, береговая, а также конечноморенные образования (см. рис. 1).

Ниже приводится краткая характеристика ледниково-аккумулятивных образований в долине р. Уксичан.

Морфологические и литолого-петрографические особенности ледниковых образований на разных участках долины существенно различаются. В нижней части долины (18—20 км от пос. Эссо) морена заметно обогащена крупновалунным и глыбовым материалом, в заполнителе — повышенное количество тонкого (илисто-глинистого) материала. В верхней части долины морена имеет относительно более свежий облик, обеднена тонким материалом и, возможно, является относительно более молодой в сравнении с мореной в нижней части долины. Петрографический состав ледниковых отложений на указанных двух участках долины также существенно различен. Если в нижней части долины в морене преобладают лавы вулкана Уксичан и породы фундамента, то в верхней части морена содержит в большом количестве базальты вулкана Чингейнгейн (25%) и других молодых вулканов (15%).

Несколько худшая сохранность моренных гряд в нижней части долины Уксичан, по сравнению с аналогичными образованиями в долинах других рек, наводит на мысль, что эти гряды следует относить к первой, более ранней стадии верхнечетвертичного оледенения.

Мощные ледниковые комплексы совершенной сохранности имеются в долинах рек Емекенваям, Янга-Ягай, Нубалыкич-Окат. Толщина льда в долинных ледниках достигала здесь 200—300 м.

Исходя из приуроченности ледниковых комплексов к троговым участкам долин, учитывая их тесную связь со свежими карами, гипсомет-

рическое положение, совершенную сохранность и литолого-петрографические особенности, мы относим их ко второй (последней) стадии верхнечетвертичного оледенения.

Таким образом, вулкан Уксичан в верхнечетвертичную эпоху являлся крупным местным центром оледенения, в пределах которого, несомненно, проявлялась как первая, более ранняя, так и вторая стадия верхнечетвертичного оледенения. О характере оледенения в первую стадию судить трудно, поскольку нам не удалось выявить с достаточной уверенностью характера отложений данной стадии в пределах постройки.

Во вторую стадию в центральной части вулкана формировалась значительная по мощности ледниковая шапка. Основное развитие получили долинные ледники, которые удалялись от центра оледенения на 15—19 км, опускаясь до относительной отметки 500—600 м. На ровных столообразных участках склонов вулкана существовал, вероятнее всего, малоподвижный фирново-ледниковый покров, который не оставил моренных отложений заметной мощности.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА

Были изучены преимущественно вулканогенные отложения фундамента вулкана, относимые к алнейской серии, а также молодые (верхнечетвертичные и современные) вулканические образования, расположенные на его склонах. Изучение фундамента вулкана необходимо прежде всего для понимания геологической обстановки, предшествующей образованию вулканического сооружения.

Молодые вулканические образования генетически не связаны с формированием вулкана Уксичан и представляют обособленный этап четвертичного вулканического цикла.

**Фундамент вулкана.** Как уже отмечалось ранее, долина р. Уксичан не только прорезает вулканическую постройку, но и вскрывает на большую глубину (до 400 м) породы фундамента. Наиболее детально был изучен левый борт долины (рис. 2). Породы фундамента практически не дислоцированы, общее залегание их близко к горизонтальному, наибольшие углы наклона достигают 14—16° и, по-видимому, могут быть объяснены естественным залеганием при вулканических извержениях. Породы имеют пестрый состав и фациально построены весьма сложно. Здесь выделяются три толщи — эффузивная, вулканотерригенная и эффузивно-пирокластическая.

Эффузивная толща имеет наибольшую мощность, достигающую 120 м. Она представлена переслаиванием лавовых потоков с прослоями пирокластического материала. Мощность как отдельных прослоев пирокластического материала, так и лавовых потоков колеблется в широких пределах от 1—2 м до 15—20 м, однако в целом по разрезу преобладают лавы базальтового и на отдельных участках андезитового состава. На некоторых участках пирокластический материал подвергнут процессам гидротермального метаморфизма.

Выше согласно залегает вулканотерригенная толща, в которой фациальные взаимоотношения становятся более сложными. Эта толща мощностью до 100 м широко распространена в западной части разреза. Она имеет грубую слоистость, которая выражается в смене более тонкого туфогенного материала (туффиты, туфогенные песчаники) более грубым (мелкообломочные брекчии). Это — отложения сухих рек: горного аллювия, пролювиальных конусов, лахаровых потоков, а также различных пирокластических образований.

Разрез пород фундамента заканчивается эффузивно-пирокластической толщей, мощность которой достигает 200 м. Она согласно чалегает на вулканотерригенной толще, в некоторых местах с весьма

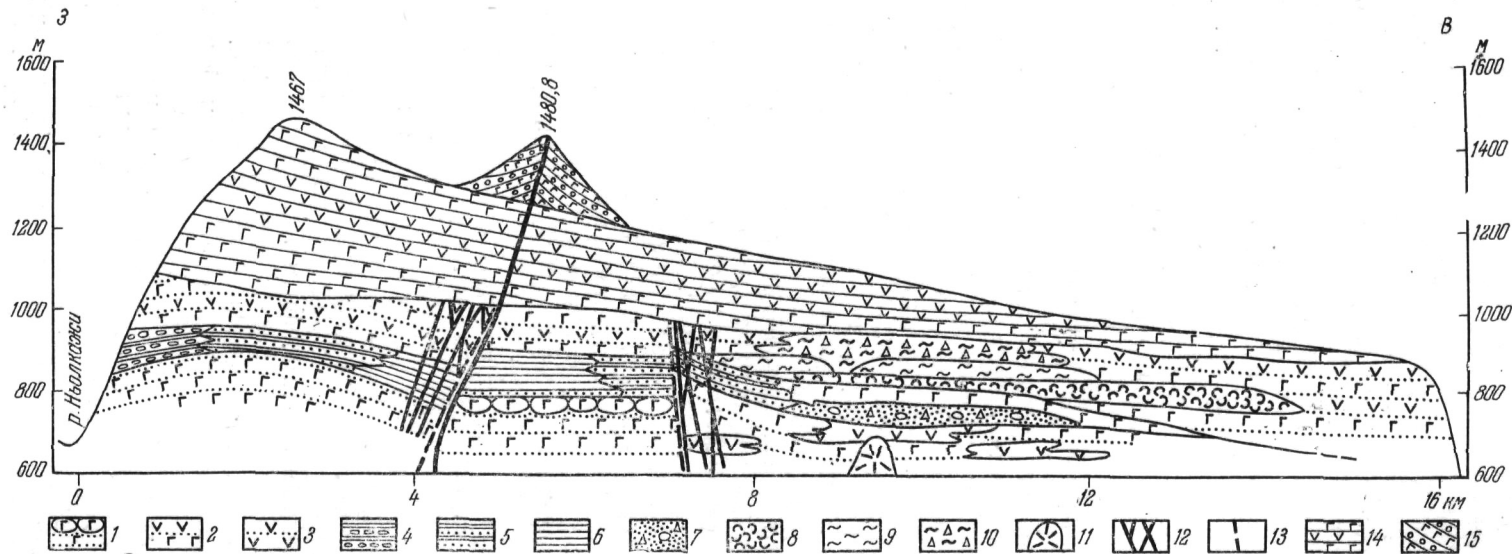


Рис. 2. Схема строения левого борта долины р. Укичан

1 — базальтовые лавовые потоки, местами с шаровой отдельностью; 2 — базальтовые и андезитобазальтовые лавовые потоки с прослоями грубого пирокластического материала и туфами; 3 — андезиты и их туфы; 4 — туфокоигломераты; 5 — туфогенные песчаники; 6 — туффиты; 7 — лахары; 8 — пемзы; 9 — игнимбриты; 10 — туфолавы; 11 — андезитовая экструзия; 12 — базальтовые дайки; 13 — разломы; 14 — лавы вулкана Укичан; 15 — лавы и пирокластический материал шлакового конуса

постепенным переходом, не позволяющим четко провести между ними границу. В ее строении принимают участие лавовые потоки различного состава, лавобрекчии, пемзовые отложения, игнимбриты и туфолавы.

Вся толща пород фундамента вулкана прорвана дайками базальтового состава, которые, как правило, приурочены к зоне разломов. В низах толщи обнаружены экструзия андезитового состава.

Петрографический состав продуктов извержений представлен широким диапазоном пород от основных до кислых, но преобладают среди них андезиты. По генезису породы имеют все переходные различия от эффузивных до вулканогенных. Следует также отметить, что в разрезе пород фундамента имеется большое количество пирокластического материала. По ряду геологических признаков породы фундамента аналогичны отложениям алнейской серии, которые обычно датируются как верхнемиоцен-плиоценовые и выделяются различными исследователями в пределах всей Камчатки (Власов, 1964; Ротман, 1962; Шанцер и др., 1966 и др.).

Граница между отложениями алнейской серии и вулканом Уксичан наблюдается в нескольких местах. Практически лавовые потоки вулкана везде залегают несогласно на породах фундамента.

Как уже отмечалось, кровля пород фундамента имеет выположенный рельеф, т. е. ясные следы частичной нивелировки алнейского рельефа. Кровля эффузивно-пирокластической толщи иногда венчается мало мощным (1—1,5 м) горизонтом мелкообломленных пород, образовавшихся в результате физического выветривания. Каких-либо признаков химического выветривания не обнаружено.

Лавовые потоки вулкана как бы вдавлены в мелкообломочный материал и имеют небольшую зону закалки. Дайки, развитые в породах фундамента, нигде не пересекают контакт между эффузивно-пирокластической толщей и лавами вулкана Уксичан. Между эффузивно-пирокластической толщей и лавами вулкана не отмечается какого-либо переходного горизонта. Лавы вулкана непосредственно залегают на фундаменте и граница между ними прослеживается четко.

Строение вулкана. Остановимся более подробно на геологическом строении важнейших частей вулкана — склонах, кальдере и экструзивных куполах, т. е. на тех структурных элементах, которые позволяют судить о главных этапах истории формирования вулкана.

Строение склонов вулкана относительно простое. Они, как правило, сложены ритмично напластованными лавовыми потоками мощностью от 10 м до 15—25 м. Ясно фиксируется более 20 лавовых потоков. Границы между лавовыми потоками четкие и представлены в основном шлаковидными зонами закалывания кровли и подошвы, в некоторых случаях между ними наблюдаются небольшие (0,5—1 м) прослои агглютината и рыхлого пирокластического материала. Юго-западные и западные склоны вулкана сложены исключительно напластованием лавовых потоков. В строении восточных и северо-восточных склонов вулкана, наряду с преобладанием лавовых потоков, присутствуют пирокластические горизонты мощностью 15—20 м. Они представлены туфами и агломератовыми туфами, причем последние преобладают. Присутствие пирокластического материала на этом участке вулкана и обусловило большую крутизну его склонов.

В целом вулкан Уксичан сложен преимущественно эффузивными комплексами пород, общее количество пирокластического материала не превышает 5—10%. Мощность лавовых потоков постепенно уменьшается от центра (10—15 м) к периферии (5 м). Пирокластический материал в заметном количестве встречается в разрезе в прикальдерной части вулкана, но на периферии практически отсутствует.

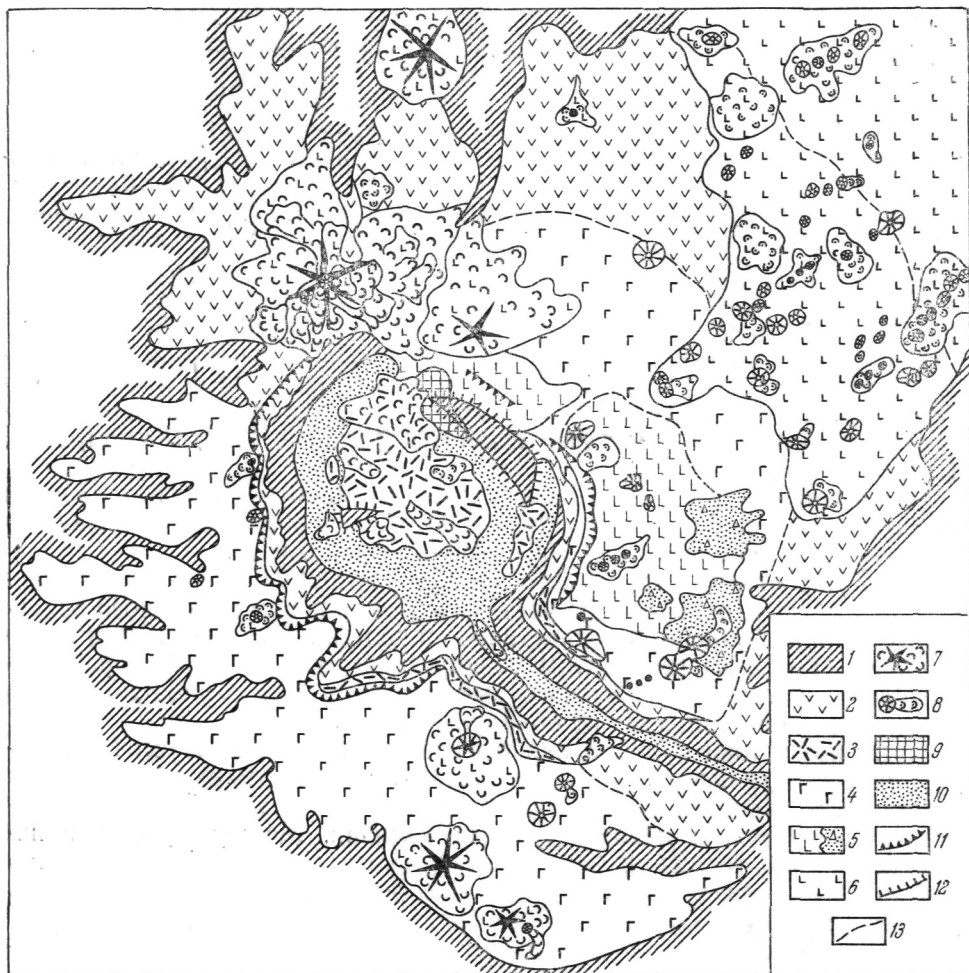


Рис. 3. Геолого-петрографическая схема вулкана Уксичан

1— фундамент вулкана; 2— андезиты и трахиандезиты; 3— биотитовые андезито-дациты и трахиты; 4— базальты и андезито-базальты с прослоями туфов; 6— базальты щитовых вулканов и шлаковых конусов; 7— щитовые вулканы и их лавовые потоки; 9— зоны измененных пород; 10— рыхлые нерасчлененные четвертичные отложения; 11— кальдера вулкана; 12— разломы; 13— границы выделенных комплексов (проведены условно)

Лавы, слагающие склоны вулкана Уксичан, по составу очень разнообразны и представлены рядом пород от базальтов до трахиандезитов и трахитов (рис. 3). Выделяются следующие типы пород: базальты, андезито-базальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты и биотитовые андезито-дациты. Картирование выделенных типов пород представляет большую трудность, и границы между ними проведены до некоторой степени условно, вследствие быстрой смены состава пород по отдельным конкретным разрезам и отсутствия порфировых выделений щелочных минералов, т. е. повышенная щелочность в них выявляется только химическим путем. Для примера приведем содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  противоположных бортов долины р. Уксичан (табл. 1) в районе кальдеры вулкана (образцы взяты со смежных лавовых потоков снизу вверх).

Нижние части разреза вулкана Уксичан представлены андезитами и трахиандезитами. Эти породы хорошо прослеживаются в кальдере вулкана и слагают периферические части северных, северо-восточных и во-

сточных склонов вулкана. Они, по-видимому, относятся к наиболее распространенным породам. На некоторых участках среди лав андезитового и трахиандезитового состава встречены маломощные потоки базальтов, которые, как правило, тяготеют к более нижним частям разреза. Вверх по разрезу наблюдается значительное поокисление пород (на 5—6%), щелочность их несколько возрастает (на 1,5—2%), а по составу они соответствуют трахитам.

Т а б л и ц а 1

Содержание некоторых компонентов в бортах долины р. Уксичан

Компоненты	Правый борт						Левый борт					
	SiO <sub>2</sub>	50,24	62,00	62,20	59,80	62,90	47,64	60,20	47,76	54,86	57,54	52,26
Na <sub>2</sub> O	3,57	4,71	4,79	4,18	4,48	2,65	4,08	3,19	4,14	4,59	3,86	2,52
K <sub>2</sub> O	2,06	4,52	4,32	5,04	5,55	1,20	3,88	1,38	2,54	2,90	2,34	2,50
Сумма:	5,63	9,23	9,11	9,22	10,03	3,85	7,96	4,57	6,68	7,49	6,20	5,02

Верхние части вулкана сложены более основными породами андезито-базальтами и базальтами. Щелочность этих пород значительно понижается, и самые верхние части кальдеры вулкана представлены нормальными известково-щелочными базальтами.

Кальдера вулкана морфологически выражена четко, за исключением северо-северо-восточного участка. Здесь край кальдеры перекрыт лавами молодых вулканов. Кальдера имеет округлую форму диаметром 12 км. Хотя абсолютные отметки дна кальдеры примерно везде одинаковы, относительная глубина ее различна: в северо-восточной части она достигает 900 м, в юго-восточной — 400—500 м. Большие размеры кальдеры, а также отсутствие больших объемов пирокластического материала на склонах вулкана свидетельствуют, что кальдера образовалась путем обрушения.

В кальдере вулкана широко представлены экструзивные образования, среди которых наиболее крупной является гора Уксичан. Она занимает всю центральную и северо-северо-западную часть кальдеры: относительная высота ее около 1000 м, диаметр основания 6 км. Экструзия имеет андезито-дацитовый состав, характеризуется большой расчлененностью, склоны ее относительно круты, эродированы радиально расходящимися глубокими троговыми распадками. Во многих местах отмечается вертикальная столбчатая отдельность. Экструзия Уксичана была сформирована в несколько этапов, т. е. внедрение ее было многостадийным. Поэтому в ряде мест среди однообразных пород ее наблюдаются большие участки брекчий дробления, а в некоторых случаях отмечаются небольшие по протяженности, но мощные лавовые потоки.

В кальдере располагаются еще четыре небольшие экструзии, относительные высоты которых не превышают 200 м, а диаметр основания 0,5 км. По возрасту они несколько моложе экструзий Уксичан. Экструзия Майдара располагается в западной части кальдеры. Интересной особенностью является наличие столбчатой отдельности (с диаметром столбов 3—4 м), которая прослеживается на всю высоту экструзии (180 м). По составу она аналогична экструзии Уксичан. Две другие экструзии более кислого состава располагаются в юго-восточной части кальдеры. Последняя экструзия располагается в северной части кальдеры. Состав ее наиболее кислый из всех пород вулкана Уксичан и она сложена биотитовым андезито-дацитом.



В районе сочленения, в северо-восточной части края кальдеры и экструзии Уксичан, располагается зона измененных пород. Протяженность зоны около 2 км при ширине 600—800 м. В зоне измененных пород лавы подвержены очень сильной переработке, реликты первичной структуры почти полностью отсутствуют. Канву основной массы породы составляют длиннотаблитчатые агрегаты алунита, между которыми располагаются мелкие зерна кварца.

Таблица 2

Палеомагнитный анализ лав вулкана Уксичан и его фундамента

Место отбора	Номер образца	$A^0$	$I^0$	$I_{n-10-3}$	$I_i$	Q	Номер образца	$A^0$	$I^0$	$I_{n-10-3}$	$I_i$	Q
Лавы вулкана	268/1	196,0	— 3	159,0	1,03	177,0	274/5	186,0	—57	2,94	0,47	6,3
	268/2	272,0	—41	6,02	0,42	14,4	274/4	259,0	—38	3,75	0,77	4,9
	267/5	108,0	—66	2,88	0,80	36,0	274/3	212,0	—56	6,03	0,22	27,4
	2G7/4	225,0	—60	3,30	0,73	5,2	274/2	152,0	—59	1,43	0,64	2,7
	267/3	233,0	—64	0,75	0,69	1,2	274/1	19,9	—48	23,20	0,70	33,1
	267/2	219,0	—40	4,88	0,67	73,0	273/3	20,0	—52	1,33	0,71	1,9
	267/1	158,0	—34	6,70	0,49	13,7	273/2	94,0	—60	5,23	0,56	9,3
Лавы фундамента	266/1	42,0	+ 76	16,40	0,51	36,8	273/1	32,0	+65	8,20	1,17	7,0
	265/5	195,0	+ 53	2,23	0,68	3,7	272/5	253,0	+65	6,07	0,70	8,7
	265/4	157,0	—28	1,45	0,64	2,6	274/4	75,0	+ 74	3,92	0,75	5,2
	265/3	302,0	+ 56	2,86	1,34	2,4	272/3	859,0	+70	260,00	0,66	3,9
	265/2	148,0	+61	4,59	1,26	4,2	272/2	44,0	+63	1,98	0,62	3,2
	265/1	326,0	—24	3,47	1,34	3,0	272/1	281,0	+ 73	2,86	0,62	4,6

Приведенная выше характеристика геоморфологических и геологических особенностей лавовых платообразных участков, имеющих четко выраженное периклинальное залегание, указывает на наличие здесь крупнейшего в Среднем хребте вулкана щитообразного типа.

Нижняя возрастная граница вулкана фиксируется по кровле пород фундамента, т. е. плиоценом. Определение верхней возрастной границы вулкана базируется на двух положениях: соотношении с ледниковыми формами рельефа и палеомагнитных данных. Как отмечалось выше, вулкан Уксичан имеет признаки воздействия обеих стадий верхнечетвертичного оледенения. Только на этом основании его возраст может быть определен как доледниковый (доверхнечетвертичный). Для определения более точного возраста было отобрано большое количество образцов на палеомагнитный анализ. В табл. 2 приведено два палеомагнитных разреза, характеризующих переход от фундамента к вулкану.

Данные палеомагнитного анализа показывают, что вектор намагниченности лав вулкана имеет четко выраженное обратное направление по отношению к современному магнитному полю (см. табл. 2).

Таким образом, возраст вулкана может быть определен как древнечетвертичный.

Молодые вулканические образования. К молодым вулканическим образованиям отнесены вулкан Чингейн-гейн, 1453, Нубалыкич, Эбев-Бунанья, Бунанья, 1425 и около 30 шлаковых и лавовых конусов ареального типа. Эти вулканические постройки не связаны с формированием вулкана Уксичан и относятся к самостоятельному, базальтовому этапу вулканической деятельности, который широко проявился в пределах всей вулканической зоны хребта. По типу построек полигенные вулканические образования представлены типичными щитовыми постройками, близкими к исландскому типу. Сложены они поч-

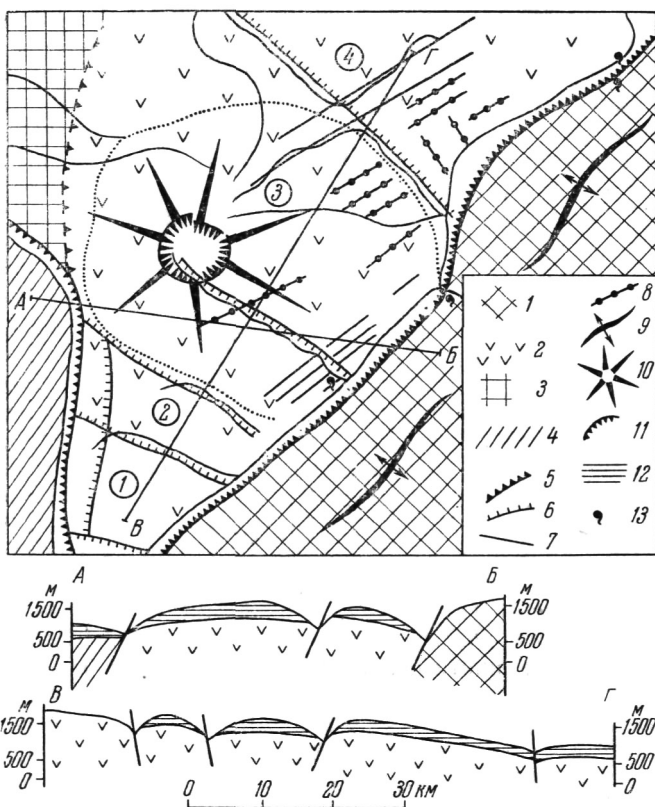


Рис. 4. Схема тектонического строения района

1— зона сводовых поднятий Козыревско-Быстринской антиклинали; 2— зона относительного опускания района вулкана Уксичан; 3— зона поднятий района Янга-Ягай; 4— зона опускания района вулкана Ичинского; 5— региональные разломы; 6— разломы локальные (второго порядка); 7— разломы третьего порядка (трещины растяжения); 8— разломы третьего порядка, фиксируемые системой шлаковых конусов; 9— ось Козыревско-Быстринской антиклинали; 10— склон вулкана Уксичан; 11— кальдера вулкана; 12— четвертичные эффузивы; 13— выходы термальных источников

ти исключительно лавами базальтового состава, пирокластический материал представлен в количестве 5—10%. Проявления ареального вулканизма также представлены базальтами, несколько более основными, чем базальты щитовых вулканов. Возраст молодых вулканических образований на основании взаимоотношения с ледниковыми комплексами датируется как верхнечетвертично-современный ( $Q_3^2$ — $Q_4$ ).

Особенности тектонического строения. Район вулкана характеризуется сложным тектоническим строением, что обусловлено, в первую очередь, широким развитием вертикальных блоковых движений в четвертичное время. При анализе структурных особенностей района выделяются блоки, которые могут быть объединены в следующие геологоструктурные единицы: 1—Козыревско-Быстринская, 2—Уксичанская, 3—Янга-Ягай и 4—Ичинская (рис. 4).

Наиболее интенсивно вертикальные блоковые движения проявлялись к юго-востоку от вулкана Уксичан, где располагается одна из крупных структур Срединного хребта — Козыревско-Быстринская система горст-антиклинальных поднятий. Относительное превышение пород алнейской серии Козыревского хребта по отношению к одновозрастным породам фундамента вулкана достигает 1000—1200 м, что

и составляет наибольшую амплитуду вертикальных тектонических движений за четвертичное время. Естественно, что при формировании Козыревско-Быстринской горст-антиклинальной системы, помимо блоковых движений, большая роль принадлежала аккумуляции вулканических продуктов. В частности, некоторые исследователи (Власов, 1964, Эрлих, 1965) отмечают, что Козыревско-Быстринская зона первоначально формировалась как цепь вулканических центров и только в последующее время была осложнена блоковыми подвижками. В пределах Козыревско-Быстринской горст-антиклинальной системы четвертичный вулканизм проявился исключительно слабо.

Зона широкого развития четвертичного вулканизма приурочена к более пониженным участкам фундамента, т. е. к более опущенным блокам, и выделяется нами в собственную структурную зону, названную условно Уксичанской, которая отделяется от предыдущей зоны региональным разломом. Уксичанская зона, в которой сосредоточен четвертичный вулканизм, характеризуется четким блоковым строением. В ней выделяется несколько крупных блоков, смещенных по вертикали один относительно другого (на рис. 4 обозначены цифрами в кружках: 1, 2, 3, 4) и ступенчато понижающихся с юго-запада на северо-восток.

Юго-западнее вулкана Уксичан располагаются два блока, в пределах которых четвертичные вулканические образования представлены незначительно (вулкан Бонгапти). Эти блоки по своему строению во многих чертах сходны с отдельными блоками Козыревско-Быстринской горст-антиклинальной системы, и гипсометрические отметки их также близки. Третий блок, на котором располагается вулкан Уксичан, в значительной степени опущен по отношению к первым двум. Амплитуда смещения составляет в среднем около 400—500 м. К северо-востоку можно выделить четвертый блок, который занимает наиболее низкое гипсометрическое положение. Таким образом, в Уксичанской структурной зоне на первый план выступает блоковая тектоника и намечается тенденция приуроченности четвертичного вулканизма к опущенным блокам.

Структуры, обрамляющие с запада район вулкана Уксичан, имеют, по-видимому, более сложное строение. Здесь замечаются две структуры, первая из которых морфологически выражена системой небольших платообразных возвышенностей (горы Янг-Янг, Оракаг и Янга-Ягай), названная зоной Янга-Ягай. Соотношение пород фундамента вулкана с этой зоной не вполне ясно. Можно только отметить, что в указанном районе широко представлены породы алнейской серии, которые занимают более высокое гипсометрическое положение по отношению к породам фундамента вулкана; четвертичный вулканизм здесь отсутствует.

Вторая структурная зона — Ичинская — примыкает к юго-западной части района вулкана Уксичан и характеризуется широким распространением четвертичного вулканизма. Она является более молодой и наложенной структурой и отделяется от остальных структур региональным разломом, который фиксируется по долине р. Быстрой (Хайриюзовской). Данная зона представляет собой крупную структуру опускания, относительное смещение кровли пород алнейской серии достигает 700—800 м.

Четкое линейно-групповое расположение шлаковых и лавовых конусов, особенно на северо-восточном склоне вулкана, свидетельствует об их связи с трещинами растяжения. Многие шлаковые и лавовые конусы составляют определенные вытянутые полосы северо-восточного направления протяженностью до 15—20 км. В некоторых случаях трещины растяжения не только контролируются системой шлаковых и лавовых конусов, но и ясно выражены в рельефе.

Таким образом, из краткого обзора тектонического строения района вулкана Уксичан устанавливается, что этот район обладает относительно большой «жесткостью», на первый план выступают блоковые подвижки. Вулкан приурочен к структуре опускания типа грабена, в котором вулканическое сооружение располагается на одном из наиболее опущенных блоков фундамента. Устанавливается прямая связь проявления ареального вулканизма с трещинами растяжения.

#### **ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ**

Лавы вулкана Уксичан отличаются от эффузивных образований не только данного района, но и всего Срединного хребта. Они имеют в подавляющем большинстве явно щелочной характер и представлены рядом пород от базальтов, андезито-базальтов и андезитов до трахиандезитов и трахитов.

Базальты, андезито-базальты и андезиты во вкрапленниках (объем 15—20%) содержат главным образом плагиоклаз, в меньшей степени ромбический и моноклинный пироксен и единичные кристаллы оливина.

Оливин не равновесен с основной массой и представлен бесцветной магнезиальной разностью с содержанием железистой составляющей около 15%, о чем свидетельствуют кристаллооптические данные ( $2V = -88^\circ$ ). Если встречается относительно большое количество оливина, то значительно меньше распространен пироксен, представленный здесь преимущественно моноклинной разностью.

Наиболее распространенным минералом как во вкрапленниках, так и в основной массе является плагиоклаз. Форма его зерен несколько удлиненно-таблитчатая, состав колеблется от № 58 до № 46, изредка до № 65—70.

Особенностью описываемых пород является присутствие в них анальцима, количество которого достигает 2% объема породы. Он встречается чаще всего в виде плохо образованных кристаллов и агрегатов зерен, но иногда имеет и хорошую огранку. Форма кристаллов обычно удлиненная. Минерал бесцветен, изотропен, изредка в нем обнаруживается плохо выраженная спайность (001). Судя по тому, что анальцим не приурочен к миндалинам или трещинам, можно предположить, что он является первичным.

Из акцессорных минералов отмечается магнетит. Крупные выделения его приурочены к оливину, и, кроме того, он распределен в основной массе в виде тонкой рудной пыли.

Основная масса чаще всего имеет криптокристаллическое строение, иногда в нее погружены лейстовидные микролиты плагиоклаза, в распределении которых наблюдается ориентировка по следам течения.

Трахи андезиты и трахиты трудноотличимы от андезитов, так как порфиновые выделения щелочных минералов в них отсутствуют, а основная масса имеет тонкозернистое строение, и содержание щелочного полевого шпата устанавливается с большим трудом. Трахиандезиты и трахиты отличаются от андезитов и андезито-базальтов меньшим количеством вкрапленников (5—8%), а также отсутствием оливина.

Значительно распространен в этих породах гиперстен ( $2V = -77^\circ$ ). Но наряду с ним, иногда встречается энстатит ( $2V = +62^\circ$ ). Моноклинный пироксен представлен авгитом ( $2V = +56^\circ$ ).

Состав плагиоклаза меняется от № 32 до № 49, отдельные вкрапленники до № 57—60. Состав микролитов более кислый и относится к олигоклазу № 23—29, иногда № 38—47. Плагиоклаз зонален. Различия

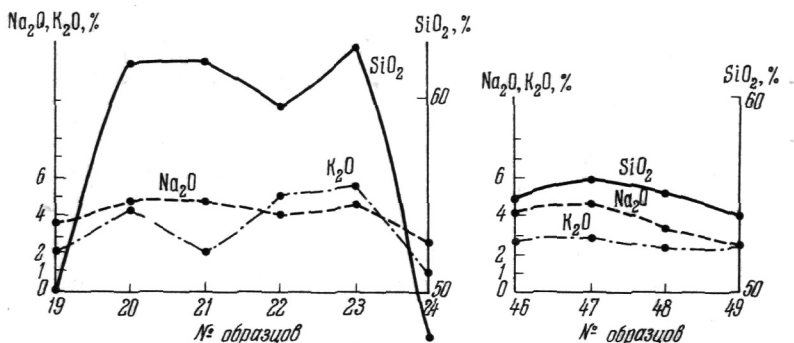


Рис. 5. График распределения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  последовательно излившихся потоков

между ядром и периферией иногда значительны — от лабрадорабировнита до андезина. Длина вкрапленников порой достигает 10 мм.

Вероятно, в породе первоначально все же присутствовал оливин, так как в основной массе встречается отдельные участки, представляющие собой как бы реликты оливина с сохранившимися формами зерен.

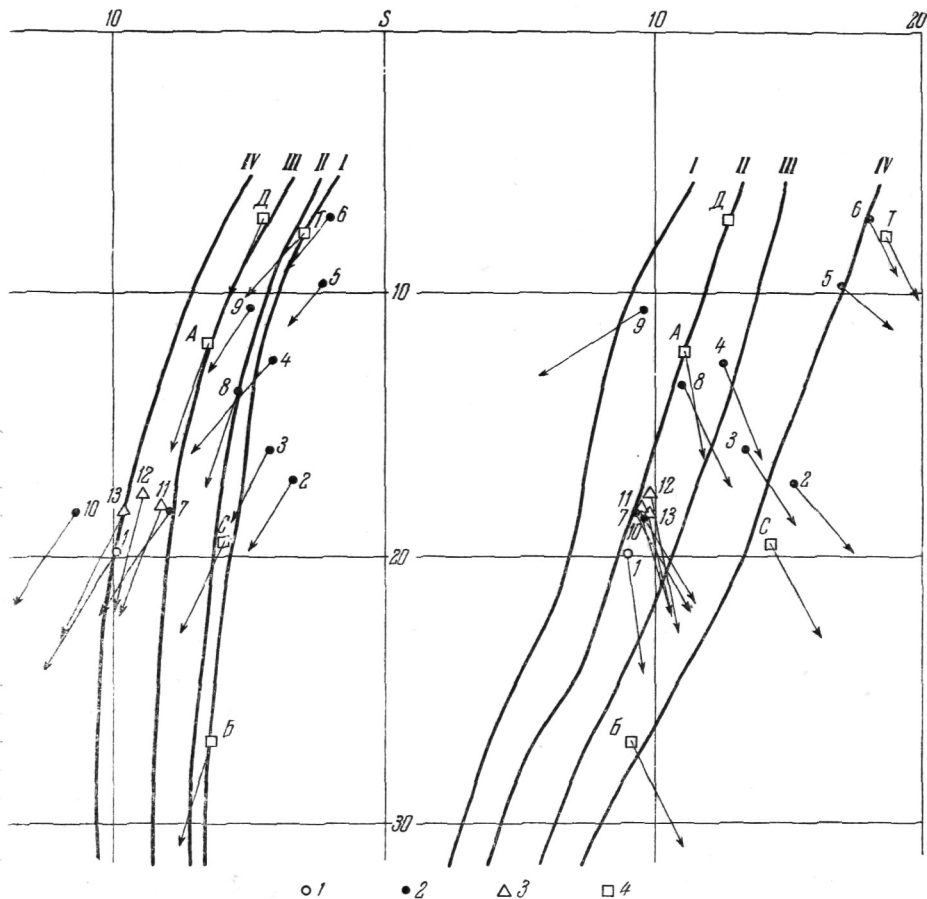


Рис. 6. Диаграмма химического состава лав (по А. Н. Заварицкому)  
 I — лавы фундамента; 2 — лавы вулкана Уксичан; 3 — лавы молодых вулканов; 4 — средние типы пород (по Дэли)

## Химический состав лав района вулкана Уксичан

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		12	13
SiO <sub>2</sub>	50,76	55,30	56,64	62,10	61,32	62,90	54,00	61,00	67,42	49,78	55,16	53,27	52,24
TiO <sub>2</sub>	0,60	1,46	1,40	0,62	1,49	1,42	0,79	0,97	0,25	0,32	0,49	0,84	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,29	16,10	15,97	15,48	16,01	16,22	18,12	16,5	17,86	20,77	18,51	19,41	20,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,05	4,30	4,30	3,08	4,04	3,30	4,07	3,43	2,14	3,93	2,08	3,00	2,19
FeO	5,54	5,17	4,71	3,86	2,99	1,95	5,78	3,45	1,94	4,32	6,41	5,35	5,40
Mn	0,11	—	—	0,04	—	0,11	0,04	—	0,04	0,11	0,07	0,15	0,09
MgO	5,12	2,71	2,68	2,70	0,86	0,87	3,93	3,16	1,65	3,46	4,41	4,33	4,83
CaO	8,57	5,80	5,70	4,82	3,16	4,10	7,65	6,12	4,03	10,47	8,18	8,05	9,24
Na <sub>2</sub> O	2,47	4,22	4,06	3,10	4,20	4,48	2,52	3,88	2,91	2,42	3,06	3,46	2,80
K <sub>2</sub> O	2,21	4,05	4,05	3,98	5,35	5,55	2,50	1,85	2,40	2,43	1,76	1,30	2,11
H <sub>2</sub> O	—	0,09	0,03	—	0,31	0,91	—	0,06	—	—	—	0,09	—
H <sub>2</sub> O+	0,86	0,63	0,75	0,45	1,00	0,32	0,26	0,52	0,33	0,86	0,19	0,20	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	—	—	0,15	—	—	0,45	—	0,01	0,02	0,02	—	0,02
SO <sub>3</sub>	—	—	—	0,05	—	—	0,02	—	—	0,15	0,05	0,30	—
П.п.п.	0,71	—	—	0,73	—	—	0,22	—	—	0,10	1,75	—	—
Сумма: . . .	100,45	99,83	100,59	100,51	100,73	100,23	100,09	100,29	100,75	99,78	100,20	100,75	99,90

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,1	15,2	13,5	12,6	17,1	18,0	9,5	11,2	9,7	9,6	9,5	9,9	9,7
<i>c</i>	9,8	3,2	4,1	4,0	2,2	1,9	7,8	5,2	4,8	10,3	7,9	8,7	9,5
<i>b</i>	19,7	17,0	15,8	12,5	9,6	7,1	18,2	13,5	10,5	18,2	18,0	17,6	18,2
<i>S</i>	61,4	64,6	66,6	70,9	71,1	73,0	64,5	70,1	75,0	61,9	64,6	63,8	62,6
<i>f</i>	47,2	50,6	51,9	49,1	66,7	66,8	51,6	45,2	34,6	45,3	45,0	46,7	40,7
<i>m</i> <sup>1</sup>	46,5	26,9	29,1	36,5	15,6	20,7	38,2	39,2	26,1	35,1	42,4	43,9	47,0
<i>c</i> <sup>1</sup>	6,3	22,4	19,0	14,4	17,7	12,5	10,2	15,6	39,3	19,6	12,6	9,4	12,3
<i>n</i> <sup>1</sup>	63,0	61,2	66,7	54,2	54,4	55,1	60,5	75,9	59,8	60,2	72,5	79,9	66,8
<i>t</i>	0,9	2,06	19,1	0,7	1,8	1,7	1,1	1,26	0,3	0,5	0,6	1,1	6,7
<i>φ</i>	18,5	21,6	23,8	21,0	36,9	39,5	20,0	21,1	17,1	20,1	10,1	15,4	10,7
<i>Q</i>	-5,4	-4,4	2,1	12,6	5,8	8,1	2,2	12,6	25,8	-5,9	-2,3	-0,4	-3,7

Примечания: 1— базальт, верховье р. Уксичан, фундамент вулкана. Аналитик В. Котова; 2— трахитандзит, северо-западный край кальдеры вулкана. Аналитик Г. В. Долгова; 3— трахитандзит, западный край кальдеры вулкана. Аналитик Т. В. Долгова; 4— трахит, северо-восточный край кальдеры вулкана. Аналитик Ильиных; 5—трахит, юго-западный склон вулкана. Аналитик Г. В. Долгова; 6—трахит, южный склон вулкана. Аналитик Мазалова; 7—андезито-базальт, юго-восточный склон вулкана. Аналитик Ильиных; 8— андезито-дацит, экструзия г. Уксичан; 9— Биотитовый андезито-дацит, экструзия в северной части кальдеры. Аналитик В. Котова; 10—базальт, дайка в экструзии г. Уксичан; 11—андезито-базальт, юго-восточный склон вулкана Чингейнгейн, один из ранних лавовых потоков. Аналитик Котова; 12—андезито-базальт, юго-восточный склон вулкана Чингейнгейн; 13— базальт, южный склон вулкана, один из последних лавовых потоков вулкана Чингейнгейн. Аналитик Котова.

Рудный минерал, обычно распределенный в породе равномерно, на некоторых участках встречается в виде скоплений.

Из щелочных минералов присутствует анальцим. Количество и характер выделения его совершенно аналогичны с анальцимом, содержащимся в андезитах и андезито-базальтах.

Минералом, определяющим щелочной состав породы, является калиевый полевой шпат, присутствующий в основной массе. Он или встречается в виде самостоятельных мелких зерен неправильной формы, или же (в редких случаях) образует каемки вокруг зерен плагиоклаза. Основная масса имеет в большинстве случаев криптокристаллическое строение, поэтому установить в ней наличие калиевого полевого шпата не всегда можно.

Биотитовые андезито-дациты дают ряд переходных разностей с трахиандезитами, в которых, наряду с биотитом, из цветных минералов присутствует пироксен, но в типичных биотитовых андезито-дацитах бурый биотит является единственным цветным минералом вкрапленников. Форма кристаллов его удлиненно-пластинчатая с сильно корродированными краями. К биотиту обычно приурочено повышенное содержание рудного минерала. Биотит в значительной степени подвержен опацизации.

Основная масса андезито-дацитов также имеет криптокристаллическую структуру. В редких случаях в основной массе заметны выделения микролитов плагиоклаза.

Общей особенностью всех лав вулкана Уксичан является наличие в них анальцима, присутствие которого в андезитах и андезито-базальтах объясняется, вероятно, ассимиляцией более поздними андезитовыми порциями некоторого количества щелочного расплава. Для щелочных разностей лав, помимо этого, характерно присутствие в основной массе калиевого полевого шпата.

Петрохимия. В табл. 3 помещено 13 полных силикатных анализов: 9 из них принадлежат лавам вулкана Уксичан, 3—лавам вулкана Чингейгейн и 1—лавам фундамента.

Как следует из этой таблицы, вулкан Уксичан имеет чрезвычайно неоднородное строение. Даже в пределах последовательно излившихся лавовых потоков наблюдаются значительные колебания в содержании  $\text{SiO}_2$  и щелочей, в особенности  $\text{K}_2\text{O}$ . Если количество  $\text{Na}_2\text{O}$  меняется приблизительно пропорционально  $\text{SiO}_2$ , то изменение  $\text{K}_2\text{O}$  совершенно

Средние содержания рассеянных элементов

Порода	Число анализов	Элементы				
		V	Cr	Co	Ni	Cu
1. Базальт . . . . .	16	$\frac{0,02}{100}$	$\frac{0,015}{100}$	$\frac{0,003}{100}$	$\frac{0,006}{100}$	$\frac{0,005}{100}$
2. Андезит . . . . .	21	$\frac{0,01}{100}$	$\frac{0,004}{70}$	$\frac{0,002}{70}$	$\frac{0,004}{70}$	$\frac{0,004}{100}$
3. Андезиты и андезито-базальты	39	$\frac{0,01}{100}$	$\frac{0,005}{75}$	$\frac{0,002}{80}$	$\frac{0,005}{80}$	$\frac{0,004}{100}$
4. Дациты . . . . .	6	$\frac{0,007}{100}$	$\frac{0,001}{50}$	$\frac{0,001}{65}$	$\frac{0,002}{65}$	$\frac{0,003}{100}$
5. Базальты . . . . .	20	$\frac{0,02}{100}$	$\frac{0,008}{100}$	$\frac{0,004}{100}$	$\frac{0,006}{100}$	$\frac{0,005}{100}$

Примечание. Числитель — содержание (%), знаменатель — частота нахождения; образований.

не зависит от понижения или повышения количества кремнезема в породе (рис. 5). Содержание  $K_2O$  в пределах одного разреза варьирует от 2 до 5,5%, что обуславливается присутствием, наряду с нормальным рядом пород, также трахиандезитов и трахитов. На диаграмме Заварицкого (рис. 6) нанесены фигуративные точки трех описываемых комплексов пород.

Фигуративные точки анализов лав вулкана Уксичан обнаруживают значительный разброс, тяготея то к андезитам, то к сиенитам и трахитам.

Из петрографического и петрохимического описания пород района следует, что три сравниваемых комплекса существенно различаются между собой. Собственно же лавы вулкана Уксичан обнаруживают повышенную щелочность, что объясняется скорее всего процессами ассимиляции.

Рассеянные элементы. Для выяснения характера распространения рассеянных элементов в породах Уксичанского района были выполнены полуколичественные определения в 102 образцах и повторно проанализировано приближенно количественным методом 20 образцов. Данные обоих методов сходны.

Результаты полуколичественного анализа в зависимости от кислотности пород и выделяемых комплексов сведены в табл. 4, где наряду со средними содержаниями рассеянных элементов указана их встречаемость.

Средние содержания рассеянных элементов сравнивались с кларками соответствующих типов пород по А. П. Виноградову (1962), а также данными Е. К. Мархина (1962) для четвертичных лав Камчатки и Курильских островов.

Содержание рассеянных элементов в породах Уксичанского района не превышает кларковых значений, кроме Ga (содержание которого вдвое больше).

По сравнению с данными Е. К. Мархина, в породах Уксичанского района содержится меньше V в 2,5 раза в базальтах, в 2,8—в андезитах, в 2,2—в дацитах и больше Ba — в базальтах в 2,4 раза. Данные по содержанию Sr, Ni, Co. Cu близки к данным Е. К. Мархина.

Встречаемость Sr, CO, Ni зависит от состава эффузивов. Они обнаружены во всех образцах базальта, в 70—80% андезита и в 50—65% дацита. Такие элементы, как Be, Pb, Zn, I, Ba, Sr, Mo, встречаются спорадически, что связано, вероятно, с ассимиляцией магмой вмещающих

Таблица 4  
в породах Уксичанского района

Pb	Zn	Ba	Sr	Be	Ga	Y	Mo
$\frac{0,001}{50}$	$\frac{0,0015}{30}$	$\frac{0,03}{90}$	$\frac{0,03}{80}$	$\frac{0,0001}{30}$	$\frac{0,004}{100}$	$\frac{0,001}{30}$	—
$\frac{0,001}{40}$	$\frac{0,007}{50}$	$\frac{0,05}{90}$	$\frac{0,03}{30}$	$\frac{0,0001}{40}$	$\frac{0,004}{100}$	$\frac{0,002}{35}$	—
$\frac{0,0015}{50}$	$\frac{0,01}{50}$	$\frac{0,05}{30}$	$\frac{0,03}{30}$	$\frac{0,0005}{30}$	$\frac{0,004}{100}$	$\frac{0,001}{30}$	$\frac{0,001}{30}$
$\frac{0,0015}{50}$	$\frac{0,006}{50}$	$\frac{0,06}{100}$	—	—	$\frac{0,004}{100}$	$\frac{0,001}{60}$	$\frac{0,001}{15}$
$\frac{0,001}{40}$	$\frac{0,01}{50}$	$\frac{0,04}{100}$	$\frac{0,03}{80}$	$\frac{0,001}{50}$	$\frac{0,004}{100}$	$\frac{0,001}{40}$	$\frac{0,001}{50}$

1,2—породы фундамента вулкана; 3—4—породы вулкана Уксичан; 5—лавы молодых



пород. Концентрация Cr, Co, Ni, V, Cu уменьшается в кислых породах, т. е. можно сказать, что эти элементы типичны для пород основного состава.

Необходимо отметить, что в лавах вулкана Уксичан в породах с повышенной щелочностью, в которых резко возрастает содержание К соответственно увеличивается и содержание Ва (от 0,08 до 0,5%).

При сравнении пород фундамента и лав вулкана Уксичан наблюдается некоторое различие в содержании элементов. Если породы фундамента вулкана содержат 0,0001 Ве и не содержат Мо, то в андезитах и андезито-базальтах вулкана содержание Ве увеличивается в 5 раз и появляется Мо в количестве 0,001%.

В породах молодых вулканических образований какого-либо существенного различия в содержании и распределении рассеянных элементов не наблюдается, за исключением базальтов вулкана Чингейнгейн, где появляются молибден и бериллий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Вулкан Уксичан представляет собой интересный пример древне-четвертичного вулканизма в Срединном хребте Камчатки. Основными моментами его развития, характерными и для других одновозрастных с ним вулканов, являются, во-первых, резкое преобладание эффузивной деятельности над эксплозивной, приведшей к формированию крупной пологой шитообразной постройки, во-вторых, дифференциация лав, образование кальдеры, а в заключительный этап внедрение—экструзий кислого состава.

2. Геоморфологические особенности склонов и сохранность вулкана таковы, что отдельные его участки могут быть приняты (и ранее принимались) за плато-эффузивы, образование которых объяснялось трещинными излияниями. Изучение вулкана Уксичан, а также вулканизма в других районах Срединного хребта не подтвердило массовых трещинных излияний. Древнечетвертичный вулканизм в основной своей массе проявился в образовании крупных шитообразных дифференцированных вулканов, которые в ряде случаев (в результате комплексной денудации и воздействия блоковой неотектоники) были сильно расчленены на отдельные эффузивные останцы и в значительной степени утратили форму вулканов.

3. Петрографический и петрохимический состав продуктов извержений вулкана характеризуется довольно значительным разнообразием пород от базальтов до трахитов. Повышенную щелочность пород в данном случае трудно объяснить нормальным ходом дифференциации. При формировании вулкана Уксичан на определенных этапах, вероятно, большую роль играла ассимиляция. Об этом свидетельствует как значительное колебание щелочей при одинаковом содержании  $\text{SiO}_2$ , так и калия, независимо от наличия  $\text{SiO}_2$  в последовательно излившихся лавовых потоках. Ассимиляция, кроме того, доказывается наличием анальцима в нещелочных лавах. Щелочные разности и раздифференцированные породы не подтверждают существующего представления о нижнечетвертичных лавах как об исключительно оливиновых базальтах.

4. Хотя в литературе неоднократно указывалось на более высокое содержание щелочей в четвертичных лавах Срединного хребта по сравнению с Восточной вулканической зоной, однако это справедливо только для небольшой определенной группы вулканов, которые располагаются в южной части вулканической зоны (от вулкана Лаучан на юге до вулкана Уксичан на севере). Эта группа вулканов структурно приурочена

к зоне сочленения жесткой глыбы Срединного массива с вулканической зоной.

5. Формирование вулкана Уксичан парагенетически связано с начальными этапами становления горной системы. Тектонические движения проявились здесь наиболее интенсивно в виде блоковых подвижек, в результате которых в четвертичное время произошло образование наиболее высокой части хребта.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— Материалы ВСЕГЕИ, Четверт. геология и геоморфология, 1959, вып. 2.
- Власов Г. М. Геология СССР, т. XXXI, Изд-во «Недра», 1964.
- Заварицкий А. Н. «Введение в петрохимию, 1944.
- Кожемяка Н. Н. Четвертичное оледенение Срединного хребта Камчатки и вопросы расчленения четвертичных эффузивов. В сб.: «Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки», изд-во «Наука», 1966.
- Мархинин Е. К., Сапожникова А. М. О содержании Ni, Co, Cr, V и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— Геохимия, 1962, № 4.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. Изд-во «Мир», 1965.
- Ротман В. К. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта.— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- Чемек Ю. Ф. Морфология, генезис, возраст и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока СССР.— В сб.: «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии», ВСЕГЕИ, Л., 1963.
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых районов Камчатки — В сб. «Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки», изд-во «Наука», 1966.
- Эрлих Э. Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. Изв. АН СССР, серия геол. 1960, № 2.
- Эрлих Э. Н. Новейший вулканизм бассейна реки Тихой и вулкана Анаун.— Труды лабор. вулканологии АН СССР, 1960, вып. 18.

## **О СКОРОСТНОМ РАЗРЕЗЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА**

При изучении глубинного геологического строения Авачинской группы вулканов Институт вулканологии с 1963 г. проводит сейсморазведочные работы. Как известно, большое значение при определении применимости сейсморазведки, а также правильной интерпретации полученных данных играет вопрос о скоростном разрезе покрывающей толщи. Ввиду специфичности района работ этот вопрос приобретает решающее значение, так как аналогичных данных по другим районам нет. Отсутствие скважин в районе, а также невозможность проведения сейсморазведочных работ методом отраженных волн не позволяет детально изучить скорости упругих волн вулканогенных образований, перекрывающих меловой фундамент.

Для выяснения скоростного разреза, наряду с обычными профильными наблюдениями, были проведены специальные параметрические сейсмические зондирования. Такие зондирования были выборочно поставлены по профилю КМПВ (два зондирования у подножия вулкана, два — в середине профиля и два — у перевала между Авачинским и Корякским вулканами). Кроме того, несколько зондирований было проведено на наиболее интересных в отношении геологического строения местах (в районе выделяемого нарушения по профилю КМПВ, в районах выхода лавовых потоков и т. д.).

Параметрические зондирования проведены по простейшим системам наблюдений, так как на большей части территории сейсмический разрез характеризуется неглубоким залеганием первой преломляющей границы раздела. Получены в основном встречные годографы, изредка — нагоняющие.

Чтобы уверенно проследивать прямые волны от зоны малой скорости, расстояние между сейсмоприемниками около пунктов взрыва было уменьшено с 25 м до 5 м. При этих наблюдениях использовалась та же приемная аппаратура, что и при профильных наблюдениях: низкочастотные сейсмоприемники НС-3 и сейсмостанция СС-24 П, переделанная для работ КМПВ и ГСЗ (Мишенькин, Давыдов, 1964).

Типичные сейсмограммы приведены на рис. 1. Они характеризуются следующими особенностями. Волны регистрируются довольно однообразно, без резких изменений динамических показателей. Следует отметить, что волны слабо разделены одна от другой, вследствие применения низкочастотной фильтрации.

В области первых вступлений, вблизи пунктов взрыва, кажущаяся скорость волн изменяется от 0,3 км/сек до 2 км/сек, на удалении она более устойчива и достигает 2,5—2,6 км/сек. Смены волн по динамическим признакам отмечаются нечетко. В последующих вступлениях изредка выделяются волны с меньшей кажущейся скоростью. Приходящие

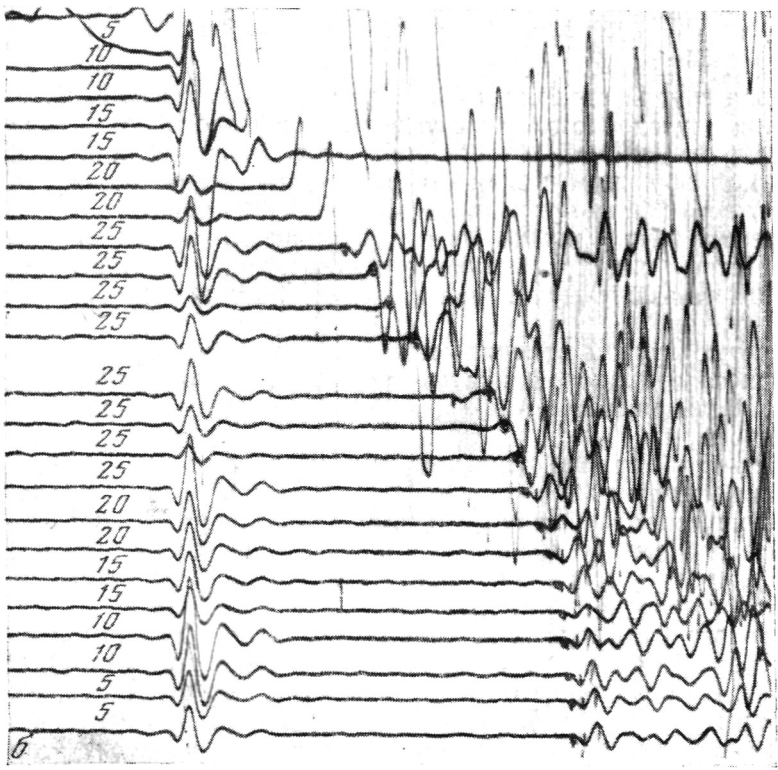
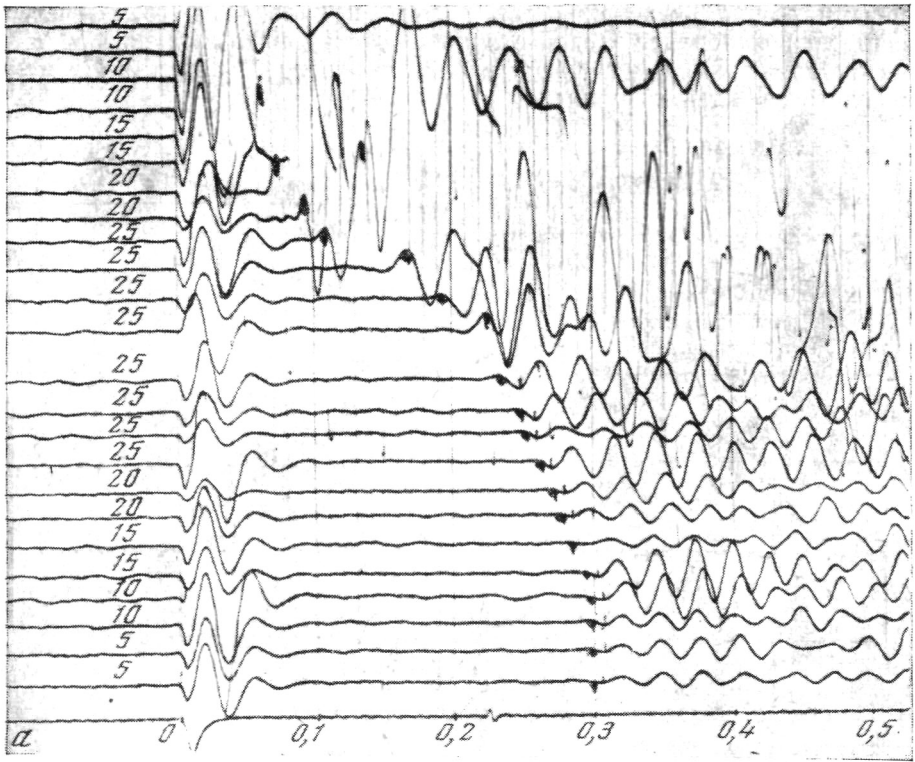


Рис. 1. Типичные сейсмограммы параметрических сейсмозондирования  
*a* — при однослойном строении зоны малой скорости; *b* — при двухслойном строении

первыми волны регистрируются в виде импульса из трех — четырех периодов; интенсивнее всегда вторая — третья фаза записи.

Наиболее типичные годографы волн приведены на рис. 2. Их можно разделить на четыре группы.

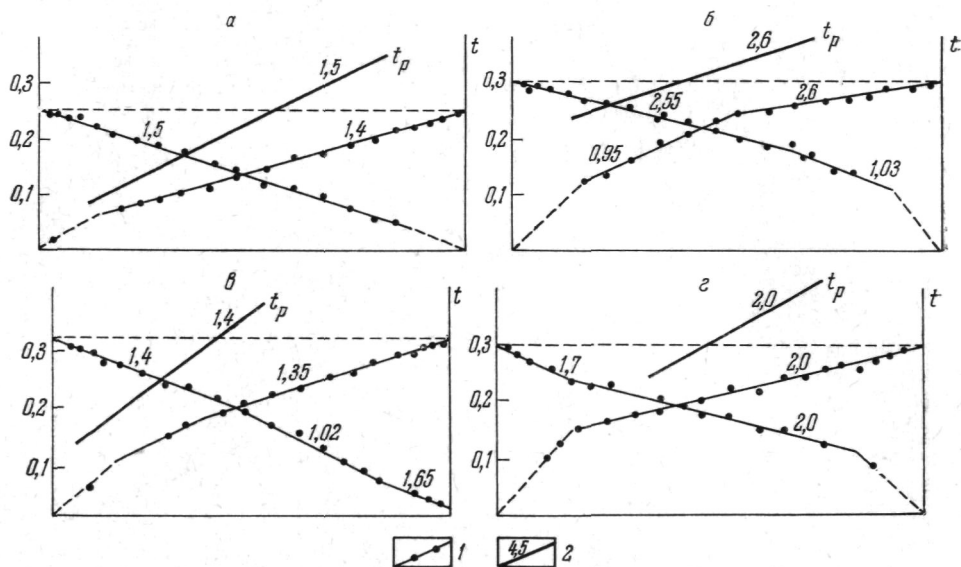


Рис. 2. Типичные годографы параметрических сейсмозондирований

*a* — при однослойном строении зоны малой скорости; *б* — при двухслойном строении; *в*, *г* — при трехслойном строении; 1 — годографы первых вступлений и кажущиеся скорости по ним; 2 — разностные годографы и граничные скорости по ним

Первая группа объединяет годографы сейсмозондирований, соответствующих двухслойному разрезу: зона малой скорости — I преломляющий горизонт с  $V^* = 2,0\text{--}2,5$  км/сек. Этот преломляющий горизонт является маркирующим в данном районе, и интенсивно преломленная волна от него всюду прослеживается одинаково успешно.

Ко второй группе можно отнести годографы зондирований, состоящие из трех ветвей, т. е. когда в разрезе появляется дополнительный слой. Такие разрезы получены в части профиля, примыкающего непосредственно к вулкану.

В третью группу объединяются годографы зондирований, характеризующиеся одинаковой кажущейся скоростью  $v^*$ , начиная от пункта взрыва. Большинство из них расположено на удаленной от вулкана части профиля.

К четвертой группе относятся отдельные годографы со сложными волнами и перерывами в корреляции, что можно связать с зонами нарушений и крутопадающими контактами. Такие годографы получены в районе перевала между Авачинской и Корякской сопками, где пирокластическую толщу прорывают экструзии, а также в районе пикетов 70 — 65 основного профиля КМПВ.

По годографам первых вступлений строились разностные годографы  $t_p$ , по которым определялись граничные скорости по преломляющим горизонтам. На большинстве зондирований разностные годографы хорошо аппроксимируются прямыми линиями. Иногда на коротких интервалах точки разностного годографа отклоняются от осредняющей линии, что указывает на изменение скорости в горизонтальном направлении.

По годографам сейсмозондирований вычислены глубины до преломляющих горизонтов в предположении, что прослежены только головные

волны, связанные с этой поверхностью. Глубина определялась с невысокой точностью, так как скорости в самой верхней части разреза сильно варьируют и выбор их недостаточно обоснован. В целом для района работ может быть отмечена следующая характерная особенность скоростного разреза.

У подножья вулкана скоростной разрез характеризуется простым строением: верхняя пирокластическая толща со скоростью  $V = 1500$  м/сек перекрывает преломляющий горизонт с  $V_{пр} = 2500$  м/сек. Затем по мере приближения к вулкану в разрезе появляются дополнительные слои со скоростями  $V^* = 1000$  м/сек и  $V^* = 1700-1800$  м/сек. Самая верхняя часть разреза здесь представлена отложениями с широко варьирующими скоростями  $V^* = 300-500$  м/сек. При этом четко отмечается увеличение числа слоев по мере приближения к вулкану.

В общем скоростной разрез представляется следующим (по данным параметрических зондирований и профиля КМПВ): 0—10—15 м — 300—500 м/сек; 15—40 м — 500—1000 м/сек; 40—80—100 м — 1000—2000—2500 м/сек; 100—2000—2500 м — 2500—4500—5000 м/сек.

Таким образом, проведенные параметрические зондирования выявили заметную дифференциацию вулканогенных образований Авачинского вулкана по скорости распространения упругих волн, причем выявлена широкая горизонтальная неоднородность скоростного разреза.

Для более детального расчленения по скорости распространения упругих колебаний вулканогенных образований необходимо продолжить специальные параметрические наблюдения, особенно в хорошо обустроенных районах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Балеста С. Т., Штейнберг Г. С. Сейсморазведочные работы в районе Авачинского вулкана.— Геология и геофизика, 1964, № 8.  
Мишенькин Б. П., Давыдов В. Н. Переделка усилителей сейсмостанции СС-24п для работ КМПВ и ГСЗ.— Геология и геофизика, 1964, № 2.

## **ВУЛКАН КОВАСАР В АРМЕНИИ**

Вулкан Ковасар (Минак-сар, Инак-даг) расположен на северо-западной периферии Гегамского (Агмаганского) нагорья, к югу от с. Верин-Ахта. Удивительно крупные для насыпного конуса размеры и его доступность не помогли избежать общей участи большинства вулканов Армении: Ковасар оставался неизученным. Краткие сведения о вулкане можно найти в работах К. Н. Паффенгольца (1946, 1959), А. Т. Асланяна (1958), А. А. Адамян (1961) и др.; данные ограничиваются геологической позицией Ковасара и краткой характеристикой состава андезито-базальтовых лавовых потоков. В 1951 г. на Ковасаре проводил работы А. Н. Заварицкий; о результатах этих исследований, к сожалению, ничего не известно.

Летом 1961 г. и 1964 г. вулкан изучался автором настоящей статьи, в результате чего были получены интересные данные о необычном характере извержений Ковасара, которые выражались в образовании агломератовых потоков и экструзии андезито-дацитов. Все это и единственное нахождение андезито-дацитов четвертичного возраста в восточной части вулканической зоны Армянской ССР и побудили автора настоящей статьи изложить результаты этих исследований (рис. 1).

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНА**

Гегамское нагорье (ширина 35 км, длина 60 км), к которому тяготеет вулкан Ковасар, выражено молодым брахиантиклинальным поднятием, ориентированным в северо-северо-западном направлении; нагорье в значительной степени сложено неогеновыми и четвертичными вулканическими породами, занимающими площадь около 2500 км<sup>2</sup>. Неогеновые породы представлены (в возрастной последовательности) обломочной толщей базальт-дацитового состава, трахитовыми лавами, липаритовыми и, частично, липарито-дацитовыми образованиями; верхнеплиоценовые и четвертичные вулканические продукты имеют состав базальтов, андезито-базальтов и андезитов.

Извержения верхнеплиоцен-четвертичного цикла носили ярко выраженный многовыходный характер. В течение цикла линейные извержения постепенно сменялись центральными, и наметилась явная тенденция к полигенности в развитии вулканов. Характерно, что центры извержений были приурочены к осевой части нагорья и его северо-восточным склонам и питались из единого близповерхностного очага (Карапетян, 1963а).

В то же время западные склоны Гегамского нагорья совершенно лишены верхнеплиоцен-четвертичных вулканов. С этой стороны находятся только центры (группа Богусар, Ковасар, Гутансарские и Котайские

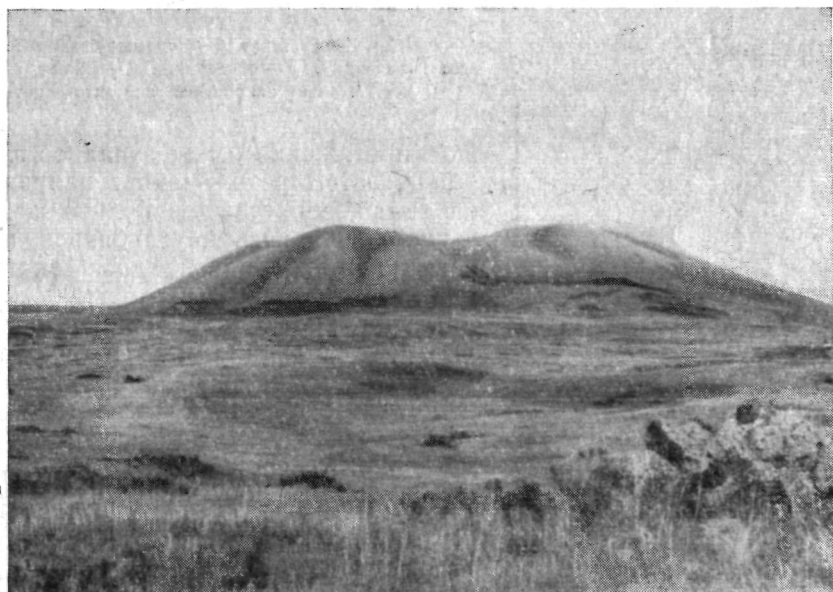


Рис. 1. Вулкан Ковасар. Вид с юга

вулканы), отмечающие границу Гегамского поднятия, причем из-под четвертичных лав, в непосредственной близости от вулканов Ковасар и Богусар, обнажаются породы докембрия (?) и эоцена, принадлежащие структурам соседних хребтов Памбакского и Цахкуняцкого. Эти вулканы маркируют разлом (Милановский, 1960) или, вероятнее, систему трещин, возникших на структурной границе Гегамы в связи с его выпячиванием. Разновозрастность вулканов юго-западного обрамления дает основание для предположения о периодичном оживлении разлома или оживлении и возникновении новых трещин в ходе роста Гегамского поднятия.

Возраст Ковасара большинством исследователей определяется как среднечетвертичный, причем К. Н. Паффенгольц (1946, 1959) относит его к ресс-вюрмскому времени. Лавы вулкана, образующие обширный покров к северо-западу от конуса, достигают р. Раздан, вытягиваясь вдоль ее ущелья; по данным А. Т. Асланяна (1958), они достигают Еревана, перекрывая левобережную террасу высотой 22—25 м. У селений Верин Ахта и Фонтан продукты Ковасара перекрывают пемзы и липарит-обсидианы неогена; сам вулкан обтекается позднечетвертичными андезито-базальтами и андезитами.

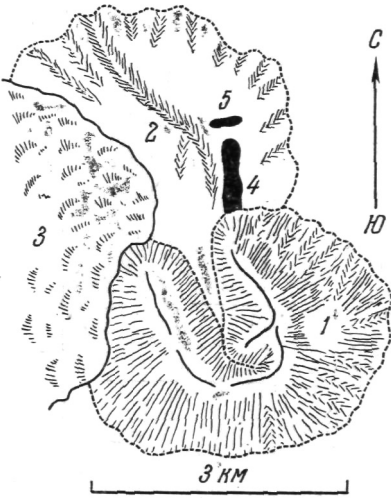
### **СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА**

Ковасар представлен очень крупным, резко усеченным шлаковым конусом с диаметром основания около 3600 м. При большой площади, занимаемой постройкой, относительная высота вулкана невелика. Наибольшая высота его (северо-восток) 350 м; с юга, вследствие прислонения более молодых лавовых потоков, стекавших с водораздела Гегамского нагорья, превышение конуса над местностью составляет 200 м (рис. 2).

Коническая форма вулкана нарушена глубоким врезом долины субмеридионального северосеверо-западного направления, возникшей на месте кратера, приоткрытого в том же направлении. Долина на неболь-



Рис. 2. Схематический план вулкана Ковасар  
 1 — вулкан; 2 — «уступ»; 3 — андезито-базальты последнего излияния; 4, 5 — обнажения: 4 — южное, 5 — северное. Черным закрашены андезито-дациты



шом протяжении имеет западное простирание, затем резко меняет направление на северное и северо-западное и, постепенно расширяясь и углубляясь, приобретает широкое, плоское дно. Максимальная глубина долины-кратера 200 м, «диаметр» по гребню (вкrest ее простирания) 1300 м. Довольно крутые склоны долины (до 28—30°) у основания выположены мощными осыпями рыхлого материала.

Постройка Ковасара несколько асимметрична. Северо-восточные и восточные склоны, имеющие крутизну 20—22°, осложнены многочисленными (10—12) долинами типа барранкосов. Барранкосы

имеют крутые склоны, глубокий врез и протягиваются до основания вулкана. Значительно меньше таких долин на южных, наиболее крутых (до 30°) склонах; на западе и северо-западе они отсутствуют. Крутизна склонов не превышает 13—15°, что объясняется выходом лав по склонам и из-под основания конуса.

Гребень вулкана неровный, увалистый, распадающийся на ряд холмов высотой до 40 м; наиболее значительный из них, расположенный в восточной части полукольца, отмечает вершину горы 2401,8 м. В основном же гребень выравнен плавной, слабовыпуклой поверхностью, обычно резко переходящей в склоны кратера и вулкана; ширина его местами достигает 300 м. При переходе к западной составляющей дуги гребень, в общем, понижается.

Конус Ковасара сложен главным образом рыхлым насыпным материалом. Значительно меньше развиты эффузивы, главная масса которых сосредоточена на западных склонах горы. Лавы здесь выражены мелкопористой серой глыбовой разностью; мощность их редко превышает 2,5 м. На северо-востоке они сливаются с лавами северной, пониженной оконечности полукольца, на западе и юго-западе — с потоками, выходящими из-под основания вулкана. Два других менее значительных выхода лав зафиксировано в южной части гребня и юго-восточнее вершины, несколько ниже ее по склону вулкана. В обоих случаях это небольшие останцы, дезинтегрированные на обломки—плиты, достигающие иногда 1—2 м в поперечнике. В районе этих двух выходов встречается большое количество более мелких обломков, значительная часть которых окислена до сизо-бурого цвета. На склонах кратерной долины обнажения эффузивных пород отсутствуют.

Рыхлый материал представлен главным образом шлаками, лапилли и шлаковыми бомбами; вниз по склонам размерность пирокластики в общем уменьшается. Изредка в привершинных частях вулкана и на кромке кратера встречаются спумолиты и сильно закрученные бомбы, обычно имеющие поверхность растрескивания; длина бомб не превышает 80—85 см. Рыхлый материал обычно окислен до буро-красных цветов; свежая, черно-серая пирокластика встречается редко. Общий объем рыхлого материала составляет около 1,8 км<sup>3</sup>.

## СТРОЕНИЕ «УСТУПА»

Кратер-долина открывается в сторону «уступа», причлененного к конусу и выраженного слабовсхолмленной, более или менее выровненной возвышенностью, немного наклоненной к северо-западу. Границы «уступа», имеющего такую же площадь, что и конус, особенно четки с северо-востока и севера, где он нависает над с. Верин Ахта; переход его к окружающей плоской равнине довольно резкий.

Возвышенность расчленена многочисленными небольшими сухими балками северных стоков, в стенках которых видно, что она полностью сложена продуктами извержений Ковасара.

Слагающие возвышенность породы представлены обломочным материалом, образующим мощную толщу, которая местами переслаивается тонкими и редкими потоками лав. Наибольшая видимая мощность толщи около 50 м; к периферии возвышенности толщина ее постепенно уменьшается, а за пределами «уступа» как будто сходит на нет. Объем пород, слагающих «уступ», составляет примерно 0,6 км<sup>3</sup>.

Основание толщи обнажается у северо-восточной подошвы «уступа», на окраине с. Верин Ахта, у дороги. Здесь обнажены черно-серые тонкослоистые пески и пеплы, падающие к северо-востоку под углом 20—22°. Видимая мощность песков и пеплов 25—30 см; под этим слоем залегают неогеновые пемзы. С севера и северо-запада из-под пород обломочной толщи выходят оливиновые андезито-базальтовые лавы Ковасара, протягивающиеся в сторону р. Раздан.

В строении толщи главная роль принадлежит шлакам, занимающим не менее 40—50% общего объема «уступа». Обычно это небольшие (5—20 см) образцы с непостоянной степенью кавернозности, реже они образуют крупные глыбы, достигающие 1—1,2 м в поперечнике. Во всех случаях шлаки представлены изометричными сглаженными кусками. Довольно обычны в обнажениях большие (до 1,5 м) глыбы ошлакованных лав и лавобрекчий, шлаковые и, реже, крученые бомбы длиной до 80—90 см. В единичных случаях встречаются обломки агглютинатов и спумолиты. Значительным развитием пользуются лапилли и эффузивная щебенка, песчано-пепловый материал; вся эта масса служит своеобразным цементом выполнения (рис. 3). Подавляющая часть пород толщи окислена; свежая, серая и черно-серая пирокластика встречается редко и распределена неравномерно. Степень окисления находится в прямой зависимости от пористости материала. Встречаются отдельные небольшие участки, на которых все породы подвергнуты особенно интенсивному окислению и местами сильно уплотнены.

Обломочная толща переслаивается единичными потоками серых и слабоокисленных андезито-базальтовых лав, мощностью до 1,5—2 м. Толща венчается маломощными (2—3 м) потоками андезито-базальтов, которые сохранились в виде небольших нашлепок. На периферии их больше, а на севере они частично выходят на равнину, образуя несколько одиноких курганов. Непосредственно у вулкана останцы иногда сливаются в более выдержанные небольшие покровы; с запада, немного поднимаясь (до высоты 2200 м), они перекрывают соответствующую оконечность полукольца кратера, на востоке постепенно сменяются пестрыми, серо-красными лавобрекчиями, подступающими и местами слагающими концевую часть восточного крыла.

В породы, слагающие «уступ», внедрены андезито-дациты, резко выделяющиеся своим черно-серым цветом и порфировым строением. Обнажены они в верховьях самой глубокой балки, прорезающей возвышенность в северо-западном направлении. Выходы андезито-дацитов, расположенные по правому берегу балки и, в общем, образующие меридиональную полосу, расчленены на два обнажения — «южное» и



Рис. 3. Агломераты «уступа». Северо-западная периферия

«северное», разобщенные небольшим поперечным оврагом, у крутого поворота тропы, идущей от с. Верин Ахта к кратерной долине.

Южное обнажение. Выходы андезито-дацитов в этом месте слагают гряду протяженностью около 800 м, ориентированную по меридиану. В южной оконечности андезито-дациты, постепенно погружаясь, уходят под шлаки и лавобрекчии восточного крыла кратера; здесь они образуют своеобразные брекчии, причем размер обломков иногда достигает до 1 м. В центральной части обнажения андезито-дациты уже образованы большими плоскими глыбами-плитами толщиной 10—35 см. Отсюда, вплоть до северной границы обнажения, эти глыбы залегают согласно склонам, местами имея скорлуповатое строение (рис. 4). На этом

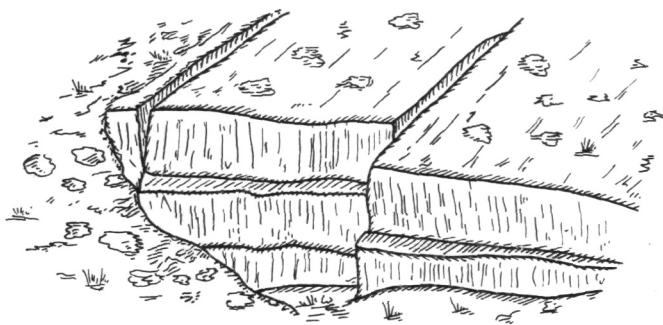


Рис. 4. Скорлуповатость в кровле андезито-дацитовой экструзии.  
Центральная часть южного обнажения

общем фоне выделяются сводообразные, очень пологие (до 3—5°) «вторичные» вздутия. Наиболее отчетливы два таких вздутия, около которых развиты обломочные породы и останцы эффузивных андезито-базальтов. В виде очень небольших, тонких (до 1,5 м) останцев, часто дезинтегрированных, андезитс-базальты сохранились и на других участках; особенно их много на северных склонах. Характер залегания андези-

то-базальтов свидетельствует о том, что они подвержены воздействию позднее внедрившихся андезито-дацитов.

Северное обнажение. Выходы андезито-дацитов вскрыты на отдельных участках на протяжении около 300 м. Андезито-дациты осложнены на западе и в центре незначительными вздутиями; общий наклон поверхности северный, под углом 5-7° (рис. 5, 6).

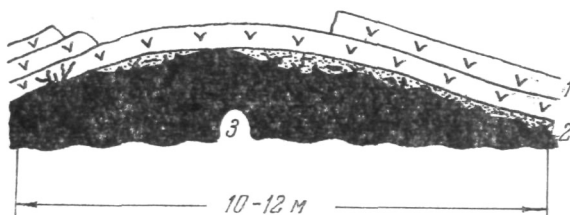


Рис. 5. Вздутие на западном крыле северного обнажения  
1 — андезито-базальты покрывки «уступа»; 2 — рыхлый материал с инъекциями андезито-дацитов; 3 — сплошные андезито-дациты

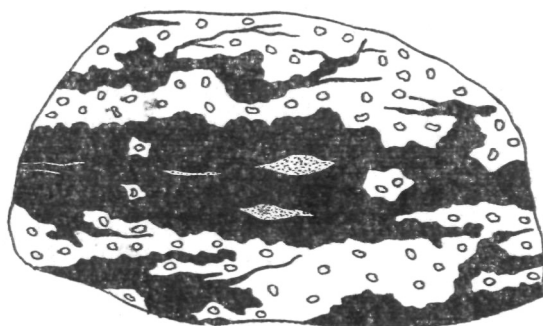


Рис. 6. Образец шлака, инъецированный андезито-дацитами. В жилке андезито-дацита видны слои и линзочка пепла

Гребень борта оврага сложен рыхлым материалом обломочной толщи, который сменяется останцами эффузивных андезито-базальтов мощностью до 3 м. В обломки шлаков и лапилли в виде жилок внедрены андезито-дациты, дающие сложные ответвления и причудливые раздувы. Резкая изменчивость толщины жилок (от 1 мм до 3—5 см) и сложность морфологии определяют чрезвычайно разнообразный текстурный рисунок этих пород. Ниже по склону количество внедрившегося материала увеличивается; происходит постепенное замещение пород обломочной толщи андезито-дацитами, выраженное в сложном переслаивании и образовании характерных лавобрекчий. Захваченный андезито-дацитами пепловый материал растаскивается, вытягивается в линзочки, изредка в тонкие (до 1,5—2 мм) слои; пеплы в этом случае уплотняются и приобретают розоватую окраску. Еще ниже обнажены андезито-дациты, имеющие комковатое и тонкоплитчатое сложение. Характерно, что приобретают розоватую окраску. Еще ниже обнажены андезито-дациты, имеющие комковатое и тонкоплитчатое сложение. Характерно, что примерно в центре обнажения плитки поставлены почти «на голову», на крыльях же они занимают положение, близкое к горизонтальному. Общая видимая мощность андезито-дацитов в северном обнажении 20—25 м.

Глыбы пород с инъекциями и куски сплошных андезито-дацитов встречены и на восточном склоне указанной ранее северо-западной балки, ниже северного обнажения. Хотя этот борт и не вскрывает края тела внедрения, на нем таких глыб и кусков очень много; встречаются они вниз по течению на протяжении 900—1000 м. Количество обломков

вниз по балке уменьшается; очень резкий скачок в этом изменении отмечается ниже северного обнажения в 300 — 350 м.

В обоих обнажениях, особенно северном, андезито-дациты насыщены многочисленными ксенолитами, в распределении которых нет закономерности. Включения представлены серыми и черно-серыми андезито-базальтами, захваченными из лав размером от 2 — 3 см до 10 — 12 см. Очень редки ксенолиты, представляющие обломки крученых и ленточных бомб.

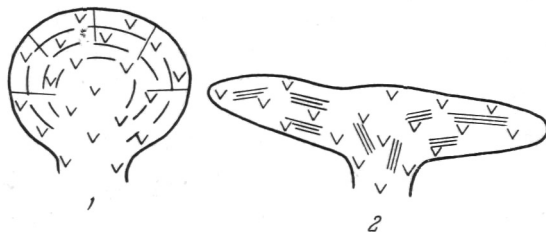


Рис. 7. Идеализированная схема строения андезито-дацитовой экструзии (в поперечном сечении)  
1 — южное; 2 — северное обнажение

Описанные выше условия залегания андезито-дацитов позволяют в общих чертах представить форму их тел. Андезито-дациты внедрены вдоль близмеридиональной трещины, которая в значительной степени определяет их морфологию (если учесть при этом высокую вязкость расплава). Эта экструзия имеет сравнительно выровненную поверхность с относительно глубокой седловиной в северной части. К югу от седловины андезито-дацитами сложена скорлуповатая гряда, а севернее ее, в результате бокового внедрения, образовалось силлоподобное тело (рис. 7). Переход между этими двумя телами, видимо, постепенный. В общем, внедрившиеся андезито-дациты имеют вытянутую по меридиану полосу; протяженность ее около 1200 м, наибольшая ширина (в северной части) около 300 — 350 м.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Андезито-базальты. Преобладающая часть продуктов извержения Ковасара представлена лавовыми потоками, рыхлым материалом андезито-базальтов и ксенолитами андезито-дацитовой экструзии. Обычно это — олигофирные породы, объем вкрапленников в которых занимает не более 6%. Вкрапленники представлены высокотемпературным плагиоклазом, оливином, клинопироксеном, изредка базальтической роговой обманкой. Во всех породах спорадически встречается ксеноненный кварц.

Плагиоклаз вкрапленников образует удлиненные, реже — таблитчатые кристаллы длиной до 0,7 мм, которые обычно корродированы и загрязнены тонкими выделениями стекла. Состав плагиоклаза, наиболее распространенного среди вкрапленников, содержит 56—68% Ап. Оливин, характерный только для порфировых выделений, слагает слабооплавленные кристаллы длиной 0,3—0,8 мм. В окисленных разностях минерал окрашивается буро-красными гидроокислами железа, иногда целиком замещающими оливин. Угол оптических осей колеблется в границах +86°—+88°. Клинопироксен ( $2V=56-60^\circ$ ;  $c:Ng=48-52^\circ$ ) выражен хорошо образованными кристаллами длиной 0,2—0,4 мм. Цвет минерала зеленоватый, в окисленных разностях грязно-бурый. Клинопироксен, так же как и оливин, размещен неравномерно и неред-

ко образует гломеропорфировые скопления. Базальтическая роговая обманка встречена только в единичных образцах лавобрекчий, шлаков вершины и обломочной толщи. Выражена она удлиненными, опацифицированными кристаллами с обычным плеохроизмом. Длина вкрапленников 0,3—1 мм; угол (-)  $2V$  колеблется в пределах 68—70°.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксеном, рудным минералом и стеклом. Стекла преобладают в взрывных продуктах, основная масса в которых гиалопилитовая. В других "породах" строение основной массы чаще всего микропилотакситовое. Стекло обычно полупрозрачное, неравномерно насыщенное рудными минералами; в окисленных продуктах черно-бурое и непрозрачное. Рудный минерал аккумулируется около вкрапленников и иногда образует в них вrostки. Кварц слагает оплавленные зерна (до 3,5 мм), окруженные каемкой пироксеновых микролитов; иногда между каймой и зерном кварца видно полупрозрачное стекловатое вещество.

**Андезито-дациты.** Андезито-дациты содержат 12—15% вкрапленников, которые представлены высокотемпературным плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, реже — гиперстеном и базальтической роговой обманкой.

Преобладающий среди вкрапленников плагиоклаз (№ 40—44), который образует оплавленные таблитчатые и лейстовидные кристаллы длиной до 2 мм, изредка содержит тонкие включения стекла. Оливин представлен трещиноватыми кристаллами длиной 0,2—1 мм. У контактов с андезито-базальтами оливин замещается рудным минералом, причем это замещение следует от периферии к ядру кристалла, нередко образуя сложные дендритовидные по форме выделения. Около этих зерен оливина развивается тонкая (0,02—0,03 мм), очень четкая кайма, сложенная чешуйчатой, светлой слюдкой. Оливин обычно железистый [ $(- )2V=80—82^\circ$ ]. Клинопироксен в виде микровкрапленников более или менее равномерно рассеян по всей породе; более крупные выделения его (0,5—0,8 мм) очень редки. Кристаллы обычно плохо огранены и нередко собраны (вместе с плагиоклазом) в гломеропорфировые скопления.  $2V=54—58^\circ$ ,  $c:Ng=36—42^\circ$ . Спорадически встречаются и редкие микрофенокристаллы гиперстена и полностью опацифицированной роговой обманки.

Основная масса характеризуется тонкогиалопилитовой структурой, иногда приближающейся к стекловатой. Минералы мезостазиса представлены отлично образованными удлиненными кристалликами плагиоклаза и выделениями клинопироксена и гиперстена; последние два минерала содержатся примерно в равных количествах. Размещение минеральных частиц в основной массе неравномерно; участки чистого стекла довольно обычны. В контактах с андезито-базальтами мезостазис становится флюидальным, причем полосчатость подчеркивается не только плагиоклазом и пироксенами, но и рудной пылью и кристаллитами. Стекло обычно полупрозрачное, часто серовато-бурое, с  $N=1,520\pm 0,002$ ; В отдельных зонах, как правило, подчеркивающих флюидалность, оно переходит в полураскристаллизованную темно-серую массу (таблица).

## **ИСТОРИЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КОВАСАРА**

В общих чертах история активной деятельности Ковасара представляется в следующем виде.

Возникновение и начальные этапы извержений ознаменовались выбросами песков и пеллов и постепенным накоплением шлаковой постройки с замкнутым кольцевым кратером. Существенно взрывной характер извержений изредка прерывался небольшими вершинными

## Химический состав продуктов извержения

Компоненты	5/е	1197	1217
SiO <sub>2</sub>	56,62	57,46	62,24
TiO <sub>2</sub>	0,96	1,01	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,25	17,26	13,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,09	6,25	5,31
FeO	3,04	0,48	2,69
MnO	0,10	0,11	0,10
MgO	4,90	4,86	2,82
CaO	7,36	7,65	4,94
Na <sub>2</sub> O	2,90	3,10	3,81
K <sub>2</sub> O	1,83	1,70	2,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	0,30
H <sub>2</sub> O	0,30	0,10	0,13
П.п.п.	0,76	0,24	0,36
С у м м а . . .	100,11	100,22	100,40

Примечания. 5/е — андезито-базальт лавового покрова к северо-западу от конуса. Аналитик А. Петросян (Адамян, 1961). 1197—шлак из «уступа», северное обнажение. Аналитик В. Бабаян. 1217—андезито-дацит отобран там же. Аналитик В. Бабаян.

излияниями лав, останцы которых сохранились на гребне горы. Вероятно, в конце этого этапа было мощное излияние эффузивов, лавы которых образовали обширный покров, достигающий р. Раздан.

Эти более или менее «нормальные» для андезито-базальтового шлакового конуса извержения сменились сильными, косонаправленными взрывами, «переотложившими» часть материала конуса (объемом до 0,15 км<sup>3</sup>) к северо-северо-западу от вулкана. В дальнейшем с такими взрывами и было связано формирование обломочной толщи. Характер распределения материала толщи и условия ее залегания не оставляют сомнения в том, что накопление толщи определялось извержением агломератовых потоков. Закономерность в размещении бомб и агглютинатов по толще и соотношение объемов прорванной части кратера и «уступа» (соответственно 0,15 км<sup>3</sup> и 0,6 км<sup>3</sup>) указывают на то, что материал конуса составляет только меньшую часть агломератов. Большая же часть толщи сложена «ювенильным» материалом агломератовых потоков, который подвергся окислению уже на месте, после отложения. Ритмичное извержение агломератовых потоков чередовалось со слабыми эффузивными излияниями; наконец, после формирования толщи произошли излияния лав на западном склоне вулкана и на уровне прорванного кратера, часть которых перекрыла агломераты.

Этим, пожалуй, и ограничились извержения Ковасара. В дальнейшем, вероятно, в позднечетвертичное время, после большого перерыва в районе «уступа» произошло внедрение андезито-дацитовой магмы. Внедрение происходило вдоль субмеридиональной трещины, возникновение которой связано с поднятием нагорья и, как следствие этого, оживления системы разрывов, ограничивающих Гегам с юго-запада. В результате этого образовалось тело сложной формы; есть все основания считать, что его верхняя граница застывала на глубине не более 8—10 м, а в отдельных точках андезито-дациты выходили даже на поверхность.

Как уже отмечалось, находка четвертичных андезито-дацитов на периферии Гегам заслуживает особого внимания. Дело в том, что четвертичные андезито-дациты и дациты известны только на Арагаце, тогда как на больших площадях вулканической зоны Армянской ССР, охватывающих Гегам, Варденис, Айоцзор и Сюник, таких пород нет. О связи андезито-дацитов Ковасара с очагом вулкана Арагац не может быть и речи, ибо, с одной стороны, Ковасар слишком удален от массива горы Арагац, а с другой — андезито-дациты Арагаца резко отличаются повышенной щелочностью и минеральным составом (в последних отсутствует оливин и часто присутствует биотит). Можно предположить, что андезито-дациты Ковасара связаны с очагом Гегамских вулканов, на что, помимо географического положения указывают их петрохимическое сходство с гегамскими лавами и последовательность изменения состава продуктов во времени, которая проявляется в тенденции к общему увеличению кислотности.

Если это так, то мы здесь имеем пример дифференциации базальтовой магмы до андезито-дацитов, причем изменение состава до андезита и андезито-дацита, по крайней мере, носило характер очаговой эволюции. В приповерхностный очаг посредством глубинного разлома поступала магма, видимо, уже имеющая состав базальта и основного андезито-базальта (Карапетян, 1962, 1963б). Образование андезито-дацита не имеет местного характера и относится не только к вулкану Ковасар. Формирование такого состава связано с деятельностью всего очага Гегам, питающего около 100 вулканов нагорья, и только благоприятная тектоническая обстановка обусловила место прорыва андезито-дацитов, объем которых, видимо, был незначительным.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, 1961, т. XIV, № 6.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат. Ереван, 1958.
- Карапетян К. И. Вулкан Армаган.— Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, 1962, т. XV, № 2.
- Карапетян К. И. Классификации четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой.— В сб.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР», Изд-во АН СССР, 1963а.
- Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцзора (Армения) — В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд-во АН СССР, 1963б.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Севанской впадины.— БМОИП. отд. геологии, 1960, т. XXXV (5).
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.) Изд-во АН АрмССР. Ереван, 1946.
- Паффенгольц К. Н. Севан—Ахта—Ереван.— Путеводитель экскурсии I Всес. вулканол. совещания, Изд-во АН АрмССР. Ереван, 1959.



## **ЩЕЛОЧНАЯ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ**

Область развития пород щелочной оливин-базальтовой формации в пределах Западной Камчатки представляет всхолмленную равнину, ограниченную с востока отрогами Срединного Камчатского хребта, а с запада — Охотским морем. Расстояние между крайними известными их выходами (бассейн р. Сопочной на юге и бассейн р. Паланы на севере) составляет более 500 км. К настоящему времени в пределах этой территории выявлено свыше 200 магматических тел щелочно-основного состава.

Тектоническое положение Западной Камчатки в общей структуре полуострова к настоящему времени недостаточно определено в связи со слабой изученностью и широким развитием четвертичных эффузивных покровов в области Срединного Камчатского хребта.

В пределах Западной Камчатки выделяются следующие основные структуры (рис. 1): Паланский и Большерецкий синклинории и разделяющий их Тигильский антиклинорий.

В целом в стратиграфическом разрезе отложений рассматриваемой области четко обособляются три крупных структурных яруса, разделенные региональными перерывами и угловыми несогласиями: меловой, палеоген-среднемиоценовый и верхнемиоцен-плиоценовый.

Осадки мела представляют собой складчатое основание, прогибы которого заполнены третичными отложениями, слагающими верхние структурные этажи. Отложения яруса представлены мощными (свыше 3000 м) толщами глинистых сланцев, песчаников, туфов, диабазов и порфириров, отражающими собственно геосинклинальный этап развития территории. Толщи собраны в крупные складки, с углами падения на крыльях до 40°, и разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями.

Отложения палеоген-среднемиоценового возраста соответствуют геантиклинальному этапу развития. Они представлены мощными толщами песчаников, аргиллитов (палеоген) и туфогенных алевролитов и аргиллитов (нижний — средний миоцен), формировавшимися в условиях межгорных прогибов. Отложения этого яруса собраны в складки с максимальными углами падения на крыльях до 25—35°.

Верхнемиоцен-плиоценовые осадки отвечают конечным этапам геантиклинального развития и переходу к субплатформенным условиям. Они представлены слабо диагенизированными конгломератами, песчаниками, аргиллитами и лигнитами, формировавшимися в условиях мелкого обширного моря. Отложения собраны в широкие складки с углами падения на крыльях от 15 до 3°.

В Тигильском антиклинорий выделяются структуры, линейно вытянутые в меридиональном (на юге) и северо-восточном (на севере) направлении. В антиклинальных структурах выходят отложения, слагающие

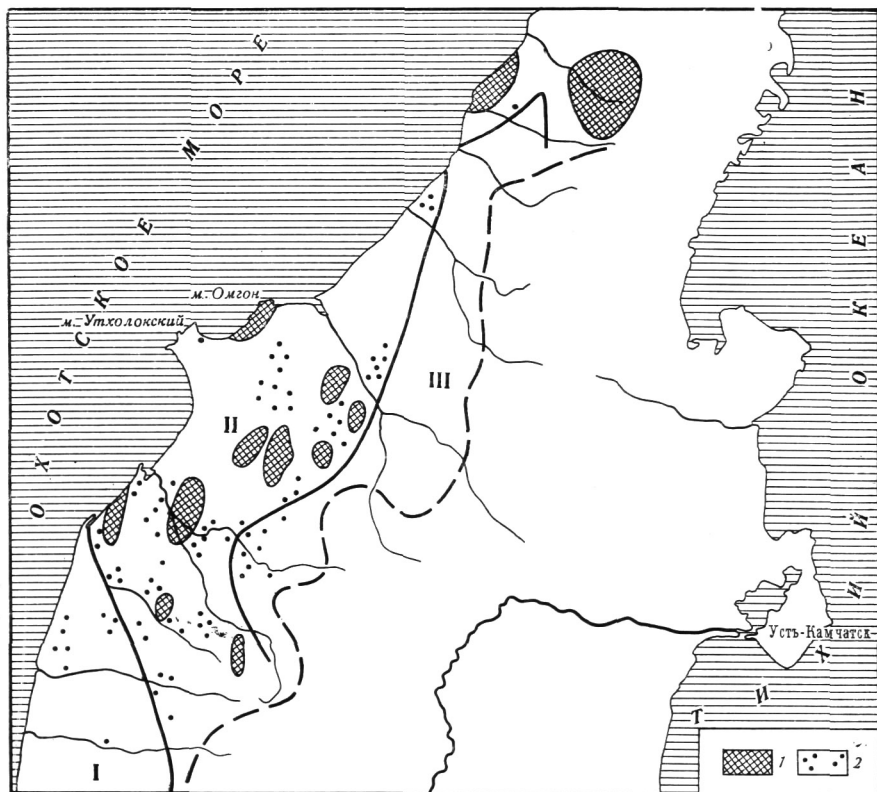


Рис. 1. Схема тектонического районирования Западной Камчатки

Пунктирная линия — условная граница между Западной Камчаткой и зоной Среднего Камчатского хребта; сплошная — границы основных структур Западной Камчатки

*I* — Большезерский синклиорий; *II* — Тигильский антиклиорий; *III* — Паланский синклиорий  
*1* — выходы складчатого основания (нижнего структурного яруса); *2* — поля развития пород щелочной оливин-базальтовой формации

нижний и средний ярусы, синклинальные структуры заполнены осадками верхнего миоцена-плиоцена. Выходы нижнего яруса нередко ограничены разломами. По данным геологического картирования и результатам гравиметрических исследований, глубина прогибов складчатого основания в синклинальных структурах превышает 4000 м.

Мощность отложений, слагающих средний ярус в пределах Тигильского поднятия, достигает 2500—3500 м. Отложения верхнего миоцена-плиоцена имеют мощность до 1500 м.

Структура Большезерского синклиория изучена слабо. По данным сейсмических наблюдений, на глубине 600 м синклиория характеризуется поверхностью высокоскоростной среды, представляющей, вероятно, верхнюю границу складчатого основания (нижнего яруса). В пределах синклиория палеоген-среднемиоценовые отложения слагают единичные пологие антиклинальные структуры меридионального и северо-западного простирания. Верхнемиоцен-плиоценовые осадки занимают 4/5 площади синклиория. На севере они собраны в широкие пологие складки, в южной части имеют моноклинальное падение на юго-запад под углом 10—5°. Отмеченные особенности позволяют рассматривать Большезерский синклиорий как структуру полуплатформенного типа.

В Паланском синклиории повсеместно развиты верхнемиоцен-плиоценовые отложения, собранные в пологие складки (с углами падения до

6°) северо-восточного простирания. Значительная часть площади синклиниория покрыта эффузивными покровами четвертичного возраста.

Среди магматических проявлений, развитых в пределах Западной Камчатки, выделяются две группы формаций, соответствующие главным этапам геосинклинального развития: меловая и кайнозойская.

Меловая группа отвечает собственно геосинклинальному этапу. Она включает диабаз-порфиритовую и габбро-диорит-диабазовую формации. В кайнозойскую группу, характеризующую геоантиклинальный и субплатформенный этап, входят формации андезитов-дацитов, диоритов-гранодиоритов и щелочных оливиновых базальтов.

Проявление известково-щелочного кайнозойского магматизма связано с дифференцированными движениями в период геоантиклинального развития, заключительные этапы которого, а также, установившийся с верхнего миоцена субплатформенный режим знаменуются проявлением щелочной оливин-базальтовой формации.

Ограниченное количество химических анализов позволяет наметить лишь самые общие закономерности изменения состава магматизма Западной Камчатки во времени. На диаграмме химических составов (рис. 2) магматизм геосинклинального этапа характеризуется широко дифференцированной серией известково-щелочных пород. Магматизм собственно геоантиклинального периода (палеоген-средний миоцен) имеет в целом более кислый состав при несколько пониженной щелочности. Конечные этапы геоантиклинального развития и переход к субплатформенным условиям характеризуются повышением общей щелочности магматических проявлений с резким увеличением роли калия.

#### **ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД ЩЕЛОЧНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ**

В принятой нами классификации, основанной на принципах А. Н. Зазарицкого, породы щелочной формации подразделены на следующие группы (серии), объединенные близостью минералогического и химического состава: 1—трахидолериты-кринаниты; 2 — санидиновые базальтоидные породы; 3 — трахиандезитовые базальты-трахиандезиты, андезиты-базальты.

Вариации в содержании главных породообразующих минералов (плагиоклаза, калиевого полевого шпата, оливина, моноклинного пироксена и биотита) обуславливают промежуточные разности пород как внутри выделенных серий, так и между ними. Кроме перечисленных минералов, в состав многих пород выделенных серий входит анальцит, а среди санидиновых базальтоидов встречаются разности, содержащие лейцит (или псевдолейцит).

Отклонения от типичного парагенезиса наблюдаются в трахиандезитах, содержащих вместо оливина обыкновенную роговую обманку.

Общими акцессорными минералами пород формации являются апатит, магнетит и гематит; в санидиновых базальтоидах к ним присоединяются ильменит и сфен.

#### **Трахидолериты — кринаниты**

В данную группу объединены базальтоидные породы, характеризующиеся высоким содержанием основного плагиоклаза и незначительной примесью калиевого полевого шпата. Обычным компонентом является анальцит.

Плагиоклаз в них имеет состав Лабрадора № 70—75; калиевой полевой шпат присутствует в виде тонкозернистого агрегата в составе основной массы. Оливин ( $Ng = 1,713$ ;  $Np = 1,681$ ;  $2v = -83^\circ$ ) образует порфи-

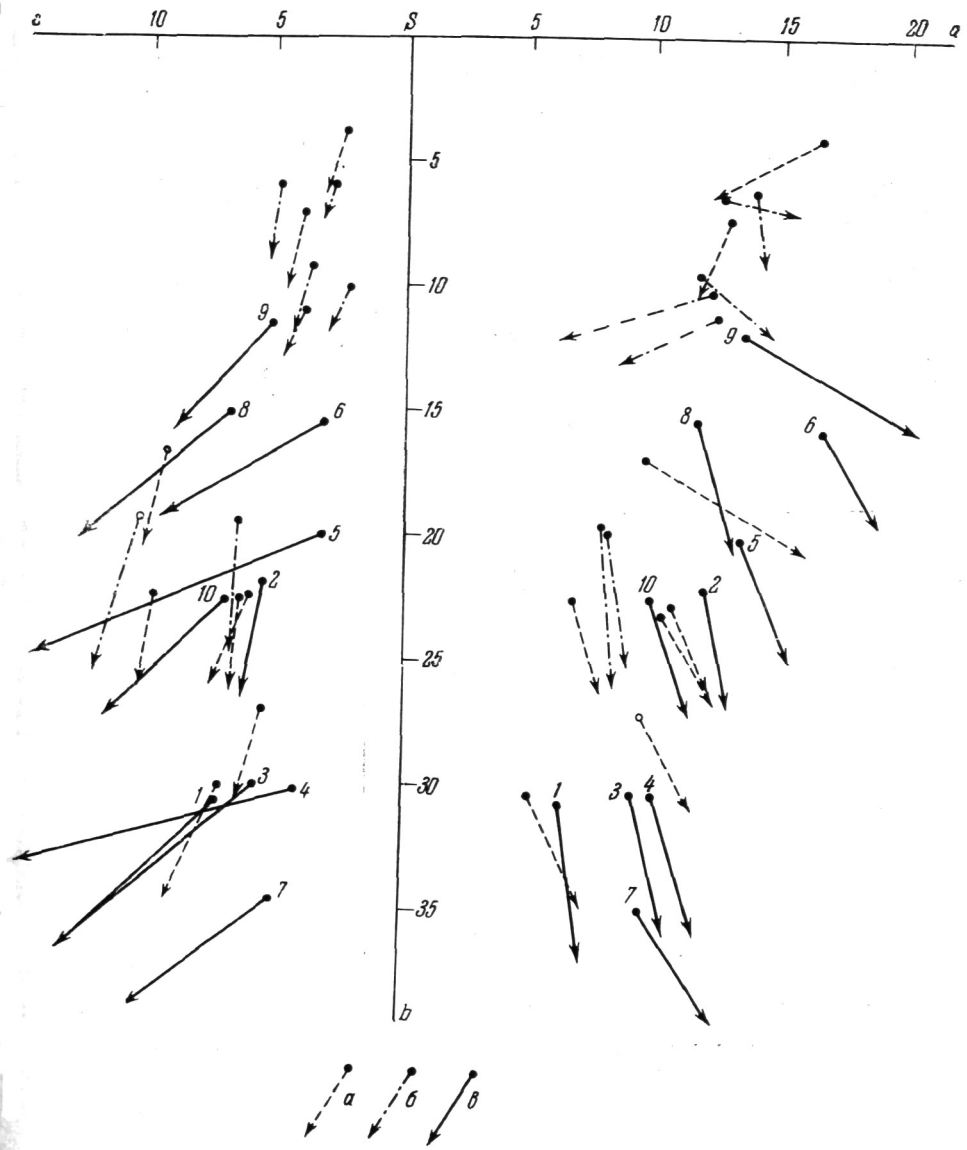


Рис. 2. Векторная диаграмма химических составов магматических пород Западной Камчатки

*a* — векторы составов пород меловых формаций. Пунктирные — векторы составов пород известково-щелочных третичных формаций; *b* — векторы средних составов пород щелочной оливин-базальтовой формации: 1 — трахидолерит; 2 — кринанит; 3 — абсарокит; 4 — микрошонкинит; 5 — селagit; 6 — банакит; 7 — лимбургитовый базальтоид; 8 — трахиандезитовый базальт; 9 — трахиандезит; 10 — андезито-базальт

ровидные выделения размером до 2 мм. Моноклинный пироксен представлен авгитом ( $c : Ng = 47^\circ - 55^\circ$ ;  $2V = +56^\circ - 59^\circ$ ), характеризуется различным содержанием титана и степенью идиоморфизма в различных типах пород серии. Бiotит присутствует в виде мелких табличек, обладающих интенсивным плеохроизмом: по  $Ng$  — буровато-оранжевый, по  $Np$  — светло-желтоватый. Анальцит заполняет промежутки между минералами, а также развивается по плагиоклазу. Обычно анальцит изотропен, реже обнаруживает слабое двупреломление и полисинтетическое двойникование.

Трахидолериты являются широко распространенными породами формации. Они слагают дайки и силлы мощностью 1,5—20 м, а также субвулканические тела, имеющие эллипсоидальную и округлую форму, размер 0,2—2 км в поперечнике по основанию. Это — темно-серого цвета мелкозернистые породы порфирированной структуры, обычно плотные, массивные, но иногда мелкопористые с шаровой отдельностью. На фоне тонкозернистой основной массы в породах выделяются мелкие редкие кристаллы оливина, пироксена и биотита.

Плагиоклаз в породе составляет 45—50% породы, образуя микролиты и мелкие (0,04—0,8 мм) таблитчатой формы кристаллы. Суммарный объем оливина и авгита составляет 30—50%. Авгит образует кристаллы призматической формы размером 0,1—1 мм, характеризуется слабобуровой окраской и едва заметным плеохроизмом с изменением интенсивности цвета. Нередко наблюдаются простые и полисинтетические двойники, структуры песочных часов.

Таблица 1

**Химический состав трахидолеритов**

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	44,14	46,60	47,30	49,94
TiO <sub>2</sub>	1,58	0,83	0,91	1,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,78	12,48	15,39	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	4,71	3,48	3,74
FeO	7,98	4,43	5,25	8,01
CaO	8,82	6,11	7,59	9,71
MgO	11,96	12,63	9,17	6,93
SO <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,37	—
MnO	0,09	0,06	0,07	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,82	0,37	0,37
K <sub>2</sub> O	1,76	2,71	1,83	0,97
Na <sub>2</sub> O	1,22	0,71	2,37	2,65
П.п.п	3,58	7,52	6,22	—
Сумма	99,90	99,65	100,32	—

**Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

<i>a</i>	5,2	5,7	8,2	7,4
<i>c</i>	9,3	5,9	6,7	6,0
<i>b</i>	31,7	32,6	27,8	28,8
<i>s</i>	53,8	55,8	57,3	58,0
<i>f'</i>	28,8	26,1	30,4	38,6
<i>m'</i>	61,5	68,3	58,7	41,2
<i>c'</i>	9,7	5,6	10,9	20,2
<i>n</i>	51,6	25,0	66,6	79,6
$\varphi$	3,6	12,6	11,3	11,0
<i>t</i>	2,5	1,3	1,4	2,3
<i>Q</i>	—12,0	— 5,8	— 8,5	— 4,8
a:c	0,6	0,9	1,2	1,2

Примечания. Все химические анализы пород, рассматриваемые в настоящей статье, выполнены в лаборатории Камчатского геол. управления аналитиками Ильиных А. Н., Гузиной Г. И. и Цыганковой В. С. Место отбора проб: 1— бассейн р. Сопочной; 2—3— бассейн р. Тигиль; 4— долерит (по Дэли).

Содержание анальцима и калиевого полевого шпата не превышает 5%. С увеличением содержания анальцима повышается титанистость пироксена до буроватого, заметно плеохроизмом титан-авгита, характеризующегося незначительным ксеноморфизмом относительно плагиоклаза. Структура пород приближается к субофитовой. Такие повышенно щелочные разности являются переходными к кринанитам.

Химический состав пород отражен в табл. 1 и в целом соответствует среднему типу долерита, по Дэли. Отличия заключаются в повышенной роли калия, выражающейся в присутствии калиевого полевого шпата и биотита. Характерно также увеличенное количество магнезии, выражающееся в повышенной роли оливина среди темноцветных минералов.

Кринаниты по сравнению с трахидолеритами являются менее распространенными породами. Они слагают субвулканические тела в виде куполов размером до 2 км в поперечнике (по основанию), дайки и силлы мощностью 8—20 м.

Это — серые мелкозернистые до среднезернистых порфириовидные породы. Микроструктура пород офитовая и пойкило-офитовая: плагиоклаз образует лейсты, в промежутках между которыми присутствуют авгит и анальцим. Качественный минералогический состав пород аналогичен трахидолеритам. Отличия выражаются в повышенном (до 15%) содержании анальцима, титанистом характере авгита и в целом пониженным цветовым индексом (содержание оливина не превышает 10%). Авгит отличается заметным плеохроизмом: по  $N_g$  — буроватый, по  $N_p$  — светло-буроватый. Наиболее лейкократовые разности пород, характеризующиеся повышенным (до 5%) содержанием биотита, приближаются к гленмуиритам.

По химическому составу (табл. 2) описываемые породы занимают промежуточное положение между кринанитами, по Дэли, и гленмуиритами Джохнсена (Заварицкий, 1960), отличаясь лишь более кислым характером. Резко натриевая щелочность данных пород выделяет их среди остальных пород формации.

### Санидиновые базальтоидные породы

Характерной особенностью этих пород является высокое (20—60%) содержание водяно-прозрачного калиевого полевого шпата, наряду с постоянным присутствием оливина. Содержание плагиоклаза варьирует от 35% до единичных мелких кристаллов. По соотношению полевых шпатов и темноцветных минералов (оливина, моноклинного пироксена и биотита) среди санидиновых базальтоидов выделяются следующие основные типы, связанные постепенными переходами: абсарокиты, микршонкиниты, селagitы и банакиты.

Плагиоклаз характеризуется высокой основностью (битовнит  $N = 71 - 85$ ). Плагиоклаз обычно сильно корродирован, обрастает каемкой калиевого полевого шпата или же наблюдается в виде реликтов в кристаллах последнего.

Калиевый полевой шпат представлен высокотемпературной разностью ( $2V = -28^\circ, -44^\circ$ ;  $Nm: \wedge (001) = 6^\circ - 15^\circ$ ;  $Ng: \wedge (010) = 5^\circ$ ). Образует водяно-прозрачные таблитчатые и удлиненно-таблитчатые кристаллы размером от 0,1 X 0,5 мм до 0,8x2 мм.

Отмечается бесцветный или слабозеленоватый авгит (с  $Ng 40^\circ - 47^\circ$ ;  $2V = 48^\circ - 56^\circ$ ). Часто он образует простые и полисинтетические двойники, структуры песочных часов. Обладает высокой степенью идиоморфизма, образуя таблитчатые кристаллы размером от 0,05 мм до 1 мм.

Биотит по окраске и характеру плеохроизма аналогичен биотиту трахидолеритов: по  $N_g$  — буровато-оранжевый, по  $N_p$  — светло-желтоватый. По отношению к плагиоклазу — ксеноморфен, в условиях

## Химический состав кринанитов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO	45,55	46,42	48,38	51,01	44,38
TiO <sub>2</sub>	1,73	1,70	1,79	1,34	1,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	16,51	16,82	15,51	15,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	3,73	2,63	5,62	3,27
FeO	6,50	6,00	5,96	6,00	10,17
CaO	6,02	7,67	5,74	4,83	9,24
MgO	7,72	7,33	6,50	2,59	7,27
SO <sub>3</sub>	0,02	0,03	0,01	0,02	—
MnO	0,16	0,18	0,18	0,22	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,21	0,51	0,60	0,28
K <sub>2</sub> O	0,92	0,76	2,17	1,05	0,90
Na <sub>2</sub> O	3,83	3,64	4,36	5,67	3,31
П.п.п.	6,09	5,03	4,03	6,32	—
Сумма . . .	99,65	99,55	99,55	99,66	—

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	10,5	9,7	13,3	14,8	8,8
<i>c</i>	6,6	6,2	5,2	3,5	6,3
<i>b</i>	25,5	26,6	22,3	18,6	31,2
<i>S</i>	57,4	57,5	59,2	63,1	53,7
<i>f'</i>	40,1	36,2	38,6	60,5	42,0
<i>m'</i>	55,2	49,6	52,0	25,2	40,9
<i>c'</i>	4,7	14,2	9,5	14,3	17,1
<i>n</i>	86,0	88,0	75,8	88,8	84,1
$\Phi$	13,5	12,0	10,7	27,1	9,4
<i>t</i>	2,8	2,8	2,8	3,3	3,3
<i>Q</i>	—12,8	—10,6	—13,4	— 6,9	—16,5
<i>a/c</i>	1,6	1,5	2,5	4,2	1,4

Примечания. Место отбора проб: 1—4— бассейн р. Быстрой; 5— кринанит (по Дэли).

отсутствия последнего, образует идиоморфные пластинки размером от 0,1 мм до 1 см. Крупные кристаллы нередко зональны, имея обесцвеченные центральные участки.

Оливин присутствует в виде порфиридных выделений размером 0,4 мм — 2 мм. Обычно полностью замещен глинистыми минералами группы монтмориллонита, образующими зеленовато-буроватый агрегат волокон и пластинок.

Лейцит встречается сравнительно редко. В витрофировых разностях он представлен свежими изотропными кристаллами размером 0,05—0,5 мм в поперечнике, дающими правильные шести- и восьми-угольные разрезы. Нередко кристаллы оплавлены, имеют округлую форму с реликтами граней. Иногда наблюдаются характерные для лейцита мельчайшие включения авгита, апатита и рудных минералов, расположенные параллельно ограничениям кристаллов. В полнокристаллических разностях некоторых санидиновых базальтоидов (микрошонкинитах и селаци-

тах) изредка присутствует псевдолейцит, состоящий из тонкозернистого агрегата калиевого полевого шпата и серицита.

Анальцит заполняет промежутки между минералами, а также развивается по плагиоклазу. Он прозрачен или слабомутноват, изотропен, реже обнаруживает слабое двупреломление и полисинтетические двойники.  $N=1,482$ .

Структура пород обычно мелкозернистая до среднезернистой, порфириовидная. Среднезернистые разности имеют пойкилитовую структуру (вроски плагиоклаза и темноцветных минералов в крупных кристаллах калиевого полевого шпата) и приближаются к кенталленитам, шонкинитам и сиенитам. Эпизодически встречаются лимбургитовые разности, по химическому составу соответствующие абсарокитам. Отличительной чертой санидиновых пород является широкое проявление гетероморфизма.

Абсарокиты являются широко распространенными породами формации. Они образуют интрузивные залежи и дайки мощностью от 1 до 15 м, а также лакколитообразные тела округлой и овальной формы размером от 0,3 км до 1,2 км в поперечнике. Вмещающими породами являются осадочные отложения палеогена и неогена до нижнего плиоцена включительно.

Абсарокиты представляют мелкозернистые (до среднезернистых) темные зеленовато-серые породы порфириовидной структуры с мелкими выделениями оливина, пироксена и иногда биотита.

Минералогический состав пород характеризуется содержанием плагиоклаза (35—20%), калиевого полевого шпата (15—35%), оливина (10—20%), авгита (15—20%) и биотита (0—10%). Повышение содержания калиевого полевого шпата обычно сопровождается увеличением биотита.

Химический состав пород представлен в табл. 3. От типового состава по Дэли, описываемые абсарокиты отличаются пониженным содержанием щелочных алюмосиликатов при повышенной роли полевошпатовой извести и глинозема.

Микрошонкиниты являются сравнительно редкими и слабоизученными породами. Они наблюдались на склонах и вершинах куполовидных и грядовообразных холмов, представляющих, по-видимому, отпрепарированные дайки и силлы среди осадочных отложений миоцена и плиоцена. Некоторые разновидности микрошонкинитов по особенностям состава и структуры приближаются к абсарокитам.

Минералогический состав описываемых пород отличается от абсарокитов отсутствием или незначительной примесью плагиоклаза и повышенным (до 35—40%) содержанием авгита, наряду с которым присутствует оливин и биотит. Иногда наблюдаются неясно индивидуализированные кристаллы псевдолейцита.

Химический состав описываемых микрошонкинитов (табл. 4) отличается от среднего типа шонкинита, по Дэли, некоторым избытком кремнекислоты, пониженной щелочностью при резком преобладании калия над натрием, повышенными содержаниями глинозема. Наиболее уклоняющийся состав имеет псевдолейцитовый микрошонкинит, характеризующийся почти исключительно калиевой щелочностью. В целом эта разность близка по составу описываемым ниже лимбургитовым базальтоидам.

Селагиты установлены в различных местах Западной Камчатки, среди осадочных отложений палеогена и неогена до среднего плиоцена включительно.

Термином «селагиты» мы именуем базальтоидные породы, по минералогическому и химическому составу соответствующие минеттам. Промежуточными разностями эти породы связаны с типичными базальто-



## Химический состав абсарокитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	49,61	48,59	46,52	50,14	49,92	40,78	47,80	48,94	48,62	48,46	49,20	50,11
TiO <sub>2</sub>	0,90	1,14	0,47	0,59	0,55	0,99	0,68	1,94	0,83	1,15	1,03	0,96
AlO <sub>2</sub>	16,08	14,90	14,48	13,78	14,44	11,26	16,10	16,56	15,25	14,94	16,22	13,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	3,90	4,04	3,50	0,52	1,33	2,44	0,52	3,39	1,15	2,93	4,58
FeO	4,42	4,39	5,66	5,19	7,68	5,40	6,92	7,68	5,17	7,48	4,06	3,94
CaO	8,24	7,02	6,86	5,66	6,53	5,78	8,63	8,15	7,75	6,45	5,27	7,63
MgO	8,68	11,80	10,48	8,52	8,67	9,55	9,73	7,74	10,79	10,87	8,36	9,27
SO	0,12	0,01	0,02	0,14	0,05	2,08	0,11	0,14	0,08	0,40	0,19	—
MnO	0,05	0,08	0,12	0,11	0,12	0,03	0,30	0,10	0,09	0,10	0,05	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,27	0,55	0,61	0,62	0,12	0,46	0,08	0,67	0,22	0,57	0,60
K <sub>2</sub> O	4,52	3,66	2,80	3,24	3,77	3,78	2,46	3,58	2,20	2,94	3,55	4,15
Na <sub>2</sub> O	0,96	1,54	1,51	2,14	1,35	0,84	2,86	2,20	2,29	2,47	3,24	1,94
П.п.п.	3,20	3,84	5,66	5,61	5,14	17,94	2,14	2,14	3,14	2,97	5,56	—
Сумма	100,43	100,33	99,36	99,23	99,97	99,88	100,03	99,77	100,27	99,60	100,26	—

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,0	8,7	7,7	9,5	9,3	8,5	9,7	10,6	8,2	9,7	12,8	10,2
<i>c</i>	6,6	5,6	6,7	4,7	5,6	4,5	5,8	6,6	6,2	5,1	4,9	3,5
<i>b</i>	25,8	29,6	30,0	25,5	26,1	32,1	29,4	26,2	29,5	29,1	23,8	29,1
<i>S</i>	58,6	56,1	55,6	59,3	59,0	54,9	55,1	56,6	56,1	56,1	58,9	57,2
<i>f'</i>	27,2	23,0	31,1	32,2	31,9	30,3	28,9	31,5	26,7	27,8	29,1	26,5
<i>m'</i>	58,5	67,3	62,2	58,4	58,1	58,4	55,5	53,2	66,9	62,8	11,5	53,8
<i>c'</i>	14,3	9,9	6,7	9,4	10,0	11,3	15,6	15,3	6,4	9,4	7,8	—
<i>n</i>	25,0	39,1	44,4	50,0	33,4	25,0	63,9	49,3	61,6	56,3	57,7	—
<i>φ</i>	10,3	8,7	12,0	12,1	12,4	3,9	3,4	3,1	9,7	3,2	11,5	—
<i>t</i>	1,3	1,7	0,8	1,0	1,0	1,9	1,1	1,2	1,2	1,8	1,5	—
<i>Q</i>	7,4	-10,9	-10,7	-4,3	-6,0	-11,9	-15,0	-6,6	-10,4	-12,3	-12,7	—
<i>a/c</i>	1,4	1,6	1,2	2,0	1,7	1,9	1,7	1,6	1,3	1,9	2,6	—

Примечания. В породах анализов № 1 и 6 содержится до 10% биопита. Место отбора проб: 1—бассейн р. Морошечной; 2—бассейн р. Соплочной; 3,4,5,6,8—бассейн р. Напань; 7—бассейн р. Утхолок; 9,11—бассейн р. Тигиль; 12—абсарокит. по Дзели.

Химический состав микрошонкинитов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,48	48,64	48,58	46,12	48,66
TiO <sub>2</sub>	0,93	1,05	0,89	1,08	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,28	13,86	13,15	13,65	12,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	2,47	4,29	3,41	3,08
FeO	5,16	5,74	4,73	5,74	5,86
CaO	7,51	7,83	8,14	7,99	10,46
MgO	8,40	9,20	10,52	11,81	8,09
SO <sub>3</sub>	0,22	0,20	—	—	—
MnO	0,12	0,08	0,15	0,12	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,90	0,92	0,73	0,76	1,07
K <sub>2</sub> O	6,23	5,90	5,30	5,12	5,15
Na <sub>2</sub> O	1,45	1,11	1,09	0,02	2,71
П.п.п.	2,57	2,65	2,91	3,91	—
С у м м а . . .	99,77	99,65	100,48	99,73. . .	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,3	11,1	10,0	7,5	
<i>c</i>	3,4	3,7	3,3	5,5	12,8
<i>b</i>	27,1	29,0	31,7	33,0	1,6
<i>S</i>	57,2	56,2	55,0	54,0	31,8
<i>f'</i>	26,4	26,6	25,6	25,7	53,8
<i>m'</i>	52,4	53,7	55,2	67,0	25,0
<i>c'</i>	21,2	19,7	19,2	13,3	41,5
<i>n</i>	26,6	22,2	24,3	1,0	33,5
<i>φ</i>	8,1	7,4	11,2	3,7	44,9
<i>t</i>	1,3	1,6	2,7	1,8	7,8
<i>Q</i>	13,6	-13,5	-13,3	-12,5	1,5
<i>a/c</i>	3,6	3,0	3,0	1,4	19,6

Примечания. В породе анализа № 4 содержится до 10% псевдолейцита. Место отбора проб: 1,2— бассейн р. Напаны; 3,4—бассейн р. Тихой; 5—шонкинит (по Дэли).

идами — абсарокитами, в связи с чем отнесение их к лампрофирам нам представляется нецелесообразным.

Породами слагаются преимущественно субвулканические тела, отпрепарированные в виде холмов округлой в плане формы размером от 10 м до 2,5 км в диаметре (по основанию), реже — в виде интрузивных залежей и даек мощностью от 15 до 80 м.

Это — серого и темно-серого цвета тонкозернистые породы, насыщенные биотитом. Минералогический состав их характеризуется содержанием калиевого полевого шпата (50—55%), биотита (15—30%), нередко образующего радиально-лучистые сростки, оливина (5—15%) и авгита (10—15%). В некоторых разностях присутствует псевдолейцит (до 20%). Иногда наблюдаются единичные мелкие кристаллы плагиоклаза.

Химический состав пород (табл. 5) в целом тождествен составу селадитов Тосканы (Washington, 1900). Незначительные отличия заклю-

## Химический состав селagitов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	55,02	49,84	49,90	53,36	54,52	51,86	56,39
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,67	2,12	1,72	1,71	1,33	2,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,65	16,11	12,84	12,38	14,82	14,04	12,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	2,95	2,72	4,38	1,75	2,61	2,36
FeO	4,91	5,14	4,16	2,95	3,08	2,87	3,54
CaO	5,66	4,15	4,79	4,65	7,21	2,88	4,06
MgO	4,27	6,33	7,87	5,34	3,48	4,98	7,83
SO <sub>3</sub>	—	—	0,08	0,03	0,02	0,08	—
MnO	0,07	0,08	0,13	0,07	0,11	0,06	Следы
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,82	0,60	0,68	0,30	0,51	0,69	—
K <sub>2</sub> O	7,88	4,96	6,85	9,46	8,30	5,68	7,84
Na <sub>2</sub> O	0,34	2,35	1,81	0,04	0,82	1,40	1,30
П. п. п.	2,03	5,59	4,98	4,46	4,43	6,64	—
Сумма . . .	98,71	98,77	100,08	99,14	100,76	99,12	—

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,6	13,4	14,1	14,3	14,3	12,3	13,7
<i>c</i>	3,9	4,9	1,7	1,4	3,1	3,9	1,4
<i>b</i>	18,2	20,0	24,5	20,6	16,8	19,4	21,4
<i>s</i>	65,3	61,7	59,7	63,7	65,8	64,4	63,5
<i>f'</i>	40,4	39,7	27,0	33,3	27,8	27,1	24,3
<i>m'</i>	41,6	57,7	55,4	45,2	36,7	46,9	60,3
<i>c'</i>	18,0	2,6	17,6	21,4	35,5	26,0	15,4
<i>n</i>	5,6	41,7	28,7	1,0	12,9	27,3	20,2
$\varphi$	13,3	13,2	9,4	19,0	9,3	12,2	9,2
<i>t</i>	0,4	1,1	3,0	2,3	2,3	1,8	2,7
<i>Q</i>	1,5	—8,3	—0,5	—2,6	0,1	0,8	—1,8
<i>a/c</i>	3,2	2,7	8,3	10,2	4,5	3,1	9,8

Примечания. В породах анализов № 4 и 6 содержится до 10% псевдолейцита. Место отбора проб: 1,3—бассейн р. Тихой; 2—бассейн р. Напаны; 4,6—бассейн р. Морошечной; 5 — бассейн р. Сопочной; 7—селagit Тосканы

чаются в повышенном содержании извести, а также некотором избытке железа.

Банакиты являются наиболее лейкократовыми породами этой группы. Они наблюдались вблизи вершин куполовидных и грядобразных холмов, расположенных среди осадочных отложений палеогена — среднего плиоцена. Непосредственных контактов их с вмещающей толщей не установлено. В наиболее обнаженных холмах они наблюдались в виде тонких (1—15 см) прожилков и расплывчатых участков среди абсарокитов и селagitов. В районе р. Тигиль наблюдается развитие лейкократовых прожилков по трещинам пластовой отдельности в апикальных частях массивов абсарокитов. Центральные части прожилков сложены почти исключительно калиевым полевым шпатом и анальцимом; по направлению к периферии в них увеличивается содержание темноцветных, наблюдается замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом и оливина биотитом. Границы прожилков обычно нечеткие; иногда про-

жилки переходят в крупные (0,3—5 м) неправильной формы пятнистые участки.

Касаясь генезиса этих пород, мы можем предположить, что они образовались в результате автотетасоматоза. Еще Иддингс (Iddings, 1895), описавший банакиты под самостоятельным названием, обратил внимание на обычное нахождение их среди даек абсарокитов и шошонитов. Лавовые потоки образуют лишь лейцитовые разновидности. Аналогичную картину отмечает Жаги (1953) в трахидолеритах Западного Сахалина, где в монзонитах и сиенитах, минералогический и химический состав которых подобен банакитам, последние слагают прожилки и участки среди трахидолеритов, но самостоятельных тел не образуют.

В составе банакитов резко преобладает калиевый полевой шпат (60—70%), присутствующий в виде таблитчатых выделений и мелкозернистого агрегата в основной массе. Плаггиоклаз наблюдается в виде единичных разведенных кристаллов. Обычно довольно высоко содержание анальцита (5—15%). Темноцветные минералы представлены авгитом, биотитом и редкими мелкими зернами эгирин-авгита. Наблюдаются единичные псевдоморфозы по оливину.

Таблица 6

Химический состав банакитов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	51,58	57,02	57,08	50,60	52,04
TiO <sub>2</sub>	0,76	2,28	0,72	0,94	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,31	14,28	19,85	18,81	17,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,72	2,86	1,70	2,07	4,66
FeO	2,27	2,90	1,79	4,48	2,75
CaO	6,83	4,76	2,21	4,94	15,11
MgO	3,41	3,00	2,40	5,12	3,33
SO <sub>3</sub>	0,09	—	0,08	0,07	—
MnO	0,10	0,10	0,08	—	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,72	0,63	0,28	0,43	0,70
K <sub>2</sub> O	6,93	8,53	7,34	5,64	5,03
Na <sub>2</sub> O	2,25	2,25	2,28	4,18	4,10
П. п. п.	2,02	1,22	3,76	3,71	—
Сумма . . . . .	99,99	99,96	99,52	100,99	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	15,7	17,3	16,2	18,1	17,2
<i>c</i>	5,1	0,9	2,8	4,0	3,9
<i>b</i>	16,4	15,2	13,3	17,5	15,7
<i>s</i>	62,8	66,7	67,7	60,4	63,2
<i>f'</i>	40,3	34,7	25,4	36,1	44,9
<i>m'</i>	36,9	33,1	31,2	51,0	38,1
<i>c'</i>	22,8	32,2	43,4	12,9	17,0
<i>n</i>	33,0	28,5	32,2	53,1	55,5
<i>φ</i>	20,1	16,4	11,6	10,4	26,6
<i>t</i>	1,1	2,3	0,9	1,4	1,1
<i>Q</i>	-10,9	-2,2	+0,4	-19,4	-11,9
<i>a/c</i>	3,1	19,2	5,8	4,5	4,4

Примечания: Место отбора проб: 1,2—бассейн р. Тихой; 3—бассейн р. Морошечной; 4—бассейн р. Утхолок; 5—банакит (по Дэли).

Химический состав банакитов (табл. 6) в целом тождествен среднему типу, по Дэли. Отличия выражаются в повышенной роли калия среди щелочей и пониженной общей железистости.

Лимбургитовые базальтоиды встречаются редко и изучены недостаточно. Они установлены в верховьях р. Тихой и в районе мыса Утхолокского. Породы наблюдались вблизи вершин мелких задернованных холмов среди отложений миоцен-плиоценового возраста.

Это — пористые мелкопорфировые породы темно-серого цвета. В них устанавливается до 35—55% буроватого стекла, в котором распределены кристаллы авгита (10—30%), оливина (5—20%), биотита (3—10%), лейцита (0—30%) и рудных минералов. Иногда присутствуют мельчайшие микролиты плагиоклаза. Поры заполнены карбонатом и цеолитом.

По химическому составу (табл. 7) описываемые породы соответствуют лимбургитовым базанитоидам провинции «Круго-Японского моря» (Kuno, 1959), отличаясь повышенной ролью калия среди щелочей.

Таблица 7

**Химический состав лимбургитовых базальтоидов**

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	43,68	46,94	39,72	41,97
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,83	0,76	2,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,44	12,91	13,16	14,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,29	4,34	4,63	4,73
FeO	1,82	5,20	3,11	7,56
CaO	8,49	8,23	16,25	11,34
MgO	7,10	11,73	5,74	8,43
SO <sub>3</sub>	0,22	—	—	—
MnO	0,31	0,10	0,20	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,81	0,53	0,36	1,10
K <sub>2</sub> O	2,85	4,46	2,67	1,50
Na <sub>2</sub> O	1,72	0,51	2,16	3,02
П. п. п.	6,52	3,42	10,98	—
Сумма . . . . .	100,10	99,20	99,74	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,5	7,5	10,5	8,9
<i>c</i>	5,3	4,8	5,1	5,6
<i>b</i>	32,0	33,7	38,8	34,7
<i>s</i>	54,2	54,0	55,2	50,8
<i>f'</i>	41,8	26,6	22,1	34,0
<i>m'</i>	40,2	58,7	30,2	42,0
<i>c'</i>	18,0	15,4	47,7	24,0
<i>n</i>	46,5	14,4	54,3	75,0
$\varphi$	35,1	11,1	12,3	9,7
<i>t</i>	1,5	1,3	1,5	3,5
<i>Q</i>	-13,9	-11,8	-25	-21,8
<i>a/c</i>	1,6	1,6	2,0	1,6

Примечания. В породах анализов № 1 и 3 присутствует до 20% лейцита. 1—3 анализы представляют породы, развитые в бассейне р. Тихой 4— лимбургитовый базанитоид провинции «Круго-Японского моря» (среднее из 12 анализов)

## Трахиандезитовые базальты — трахиандезиты, андезито-базальты

Эта группа пород в минералогическом отношении характеризуется преобладанием среднего плагиоклаза и переменным (30—5%) содержанием калиевого полевого шпата. Цветовой индекс пород равен 30—40. Породы имеют пилотакситовую структуру; нередко в них отчетливо выражена флюидалность.

Плагиоклаз присутствует в виде микролитов (олигоклаз) и фенокристаллов (андезин). Последние обычно зональны и окружены тонкой каемкой калиевого полевого шпата. Размеры их варьируют в пределах 0,8—1,5 мм.

Калиевый полевой шпат присутствует также в виде тонкозернистого агрегата в основной массе.

Моноклинный пироксен представлен железистым авгитом, образует мелкие (0,05—0,8 мм) идиоморфные кристаллы ( $n_g = 42^\circ\text{—}43^\circ$ ,  $2v = 52^\circ\text{—}56^\circ$ ;  $n_g = 1,716$ ;  $n_p = 1,691$ ), слабозеленоватого цвета с едва заметным плеохроизмом.

Биотит отличается от ранее описанного существенно иной окраской и характером плеохроизма: по  $n_g$  — буровато-зеленоватый до черного, по  $n_p$  — светло-желтоватый. Он образует удлиненно-пластинчатые кристаллы размером 0,2 мм — 0,8 мм, как правило, опацизированные. Кроме авгита и биотита, в трахиандезитовых базальтах присутствуют единичные кристаллы оливина, а в трахиандезитах — роговая обманка.

Роговая обманка представлена мелкими (0,5 мм — 3 мм) кристаллами таблитчатой формы ( $n_g = 15^\circ\text{—}20^\circ$ ;  $2v = -85^\circ$ ;  $n_g = 1,660$ ;  $n_p = 1,639$ ), обычно опацизированными. Отчетливо плеохроична: по  $n_g$  — зеленый цвет, по  $n_p$  — светло-зеленый.

Трахиандезитовые базальты имеют широкое распространение и занимают промежуточное положение между абсарокитами и трахиандезитами. По минералогическому и химическому составам часть из них соответствует шошонитам.

Этими породами сложены лакколитообразные тела, отпрепарированные в виде куполов и конусов размером до 300 м в поперечнике, и дайки мощностью 6—20 м. Трахиандезитовые базальты установлены среди отложений палеогена и неогена до среднего плиоцена включительно.

По внешнему облику — это плотные или мелкопористые тонкозернистые породы серого цвета с мелкими редкими выделениями темноцветных минералов.

Преобладающим минералом в породе является плагиоклаз (35—45%). Содержание калиевого полевого шпата достигает 15—25%. Темноцветные минералы представлены авгитом и биотитом и единичными кристаллами оливина (псевдоморфозы). Обычной примесью является анальцит. Появление среди темноцветных минералов роговой обманки, вместо оливина, приближает породу к трахиандезитам.

Химический состав трахиандезитовых базальтов отражен в табл. 8.

Трахиандезиты представляют наиболее кислые породы формации. Они обнаружены в бассейне р. Напаны, где слагают субвулканические куполы, дайки и потоки среди миоценовых отложений. Верхняя возрастная граница трахиандезитов определяется присутствием их в гальке конгломератов верхнего плиоцена. Купола трахиандезитов имеют размеры от 20 до 500 м в диаметре (по основанию) при относительной высоте от 10 до 150 ж. Мощность даек от 15 до 50 м. Потоки имеют общую мощность до 200 м и занимают площадь до 40 км.

Трахиандезиты нередко пористы, мелкозернистой порфирированной структуры с выделением плагиоклаза и темноцветных минералов. Отли-

## Химический состав трахиандезитовых базальтов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	48,64	55,44	49,82	47,48	51,08	57,38	56,24	57,46	51,76	52,35	53,56
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,52	1,20	0,83	0,74	0,80	0,81	0,76	0,63	1,71	0,82
AlO <sub>2</sub>	18,49	18,04	16,49	17,13	19,48	16,80	16,37	15,28	19,99	17,67	17,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	3,59	3,19	6,16	3,20	3,00	3,38	3,80	3,61	3,17	4,51
FeO	5,92	2,73	4,99	2,85	5,33	2,58	2,81	2,06	3,31	3,75	3,05
CaO	6,88	6,30	7,93	8,08	8,17	6,31	6,74	5,73	8,55	7,61	6,45
MgO	5,47	3,63	6,06	6,37	4,28	4,81	4,77	5,00	3,93	3,16	3,62
SO <sub>3</sub>	0,14	0,13	0,12	0,04	0,34	0,07	—	0,07	—	—	—
MnO	0,15	0,07	0,15	0,16	0,08	0,05	0,08	0,05	0,08	0,18	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,87	0,65	0,24	0,22	0,70	0,56	0,60	0,52	0,54	0,48	0,55
K <sub>2</sub> O	3,98	4,63	6,05	4,03	3,75	2,65	2,83	3,47	3,95	2,54	3,71
Na <sub>2</sub> O	2,55	2,91	0,48	1,56	1,80	2,53	2,27	2,58	1,96	4,24	3,41
П. п. п.	3,59	1,51	2,43	4,15	0,76	2,10	3,16	2,82	2,52	—	—
Сумма	99,27	100,15	99,15	99,06	99,71	99,64	100,06	99,60	99,83	—	—

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,3	13,6	10,5	9,9	10,1	9,8	9,6	11,0	9,6	13,3	13,6
<i>c</i>	7,3	6,4	6,4	7,5	8,9	6,8	6,8	5,1	8,4	5,6	5,9
<i>b</i>	19,8	14,6	22,6	23,5	17,9	14,9	16,1	16,1	17,1	18,1	15,8
<i>s</i>	60,6	65,4	60,5	59,1	63,1	68,5	67,5	67,6	64,9	63,0	64,7
<i>f'</i>	40,3	41,3	35,8	37,5	47,2	35,7	37,0	34,0	40,4	47,3	44,2
<i>m'</i>	50,4	43,7	47,5	48,6	43,4	56,7	52,0	53,9	42,4	30,6	40,2
<i>c'</i>	9,3	15,0	16,7	13,4	9,4	7,6	11,0	12,1	17,4	22,1	15,6
<i>n</i>	49,4	49,0	11,0	37,3	42,0	58,0	55,2	58,3	50,0	71,5	58,4
$\Phi$	8,9	22,4	12,6	24,0	16,3	27,5	18,5	20,7	20,0	15,5	25,0
<i>t</i>	2,2	0,6	1,7	1,2	1,1	1,0	1,0	1,0	0,9	2,3	1,1
<i>Q</i>	-10,7	-12,8	-6,4	-9,2	-3,1	+10,6	+9,0	+8,3	+2,3	-3,2	-3,7
<i>a/c</i>	1,7	2,1	1,6	1,3	1,1	1,5	1,4	2,2	1,1	2,3	2,3

Примечания. Место отбора проб: 1—4 — бассейн р. Тихой; 5—8—бассейн р. Напаны; 9—бассейн р. Тигиль; 10—трахиандезитовый базальт провинции «Круто-Японскоп» моря» (среднее из 14 анализов, 10); И шошонит (по Дэли).

чия их от трахиандезитовых базальтов выражаются в более высоком содержании плагиоклаза (во вкрапленниках), незначительном (5—10%) количестве калиевого полевого шпата и присутствием обыкновенной роговой обманки вместо оливина.

По химическому составу (табл. 9) описываемые трахиандезиты занимают промежуточное положение между слюдяными андезитом а трахиандезитом (по Дэли), отличаюсь несколько повышенной ролью калия. По сравнению с трахиандезитовыми базальтами в них более высокое содержание кремнекислоты и щелочных алюмосиликатов при пониженной роли феррических оснований и полевошпатовой извести.

Андезито-базальты. Описываемые андезито-базальты образуют субвулканические купола, дайки и потоки, приуроченные к полям развития щелочных базальтоидов. Размеры и морфология тел аналогичны размерам и морфологии тел щелочных базальтоидов, однако со-

гласных контактов не наблюдалось. По особенностям структуры, минералогическому и химическому составу они подобны известково-щелочным базальтам, слагающим потоки в западных отрогах Срединного хребта. Андезито-базальты сформированы в заключительный этап образования описываемой формации, представляя одновременно субвулканическую фацию андезито-базальтовой формации Срединного хребта. Потоки перекрывают отложения верхов плиоцена, в связи с чем возраст описываемых андезито-базальтов предполагается постплиоценовым.

Андезито-базальты имеют мелкопорфировое сложение с редкими мелкими выделениями пироксена и иногда оливина. Структура породы пилотакситовая и гиалопилитовая. В составе породы, кроме стекла, присутствует плагиоклаз (№ 45—65), образующий микролиты и редкие мелкие вкрапленники. Микролиты обычно окружены тонкой каемкой калиевого полевого шпата. Темноцветные минералы представлены мел-

Таблица 9

Химический состав трахиандезитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	56,20	58,04	60,60	57,16	58,30	62,25	57,84
TiO <sub>2</sub>	0,65	1,23	0,64	0,87	0,51	1,65	1,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,83	17,71	17,93	15,68	16,81	16,10	17,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,25	2,22	2,75	4,46	2,58	3,62	3,97
FeO	1,61	4,73	1,98	2,20	3,22	2,20	3,18
CaO	5,48	5,09	5,16	4,41	5,38	4,05	4,20
MgO	2,03	1,43	2,42	4,17	2,48	2,03	1,25
SO <sub>3</sub>	0,25	0,16	0,26	0,23	0,12	—	—
MnO	0,03	0,09	0,04	0,05	0,06	0,21	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,26	0,41	0,57	0,70	0,40	0,57
K <sub>2</sub> O	3,58	3,70	2,72	4,24	6,63	2,44	3,62
Na <sub>2</sub> O	3,80	4,55	2,34	2,76	2,17	3,55	5,67
П. п. п.	1,46	0,46	2,50	3,24	1,16	—	—
Сумма . .	99,55	99,67	99,75	100,04	100,12		

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	14,5	15,8	9,6	12,8	14,8	11,6	18,0
<i>c</i>	6,9	4,2	6,6	4,5	4,2	5,0	2,8
<i>b</i>	9,4	11,4	11,1	14,6	12,2	9,6	11,2
<i>s</i>	69,2	68,6	72,7	68,1	68,8	73,8	68,0
<i>f'</i>	58,9	59,3	40,4	42,2	44,3	58,4	59,0
<i>m'</i>	38,8	22,2	38,8	50,6	35,0	37,2	19,3
<i>a'</i>			21,6			4,4	
<i>c'</i>	2,3	18,5		7,2	20,7		21,7
<i>n</i>	61,6	65,4	56,6	50,0	33,3	68,7	70,6
$\varphi$	41,9	18,5	21,8	27,1	2,1	33,6	31,6
<i>t</i>	0,9	1,1	0,8	1,0	0,5	2,0	1,4
<i>Q</i>	+2,3	+1,4	+19,5	+6,0	3,8	19,4	-2,8
<i>a/c</i>	2,1	3,7	1,5	2,8	3,5	2,3	6,4

Примечания, Место отбора проб: 1,3,5,4—бассейн р. Напаны; 2—бассейн р. Паланы; 6—слюдяной андезит (по Дэли); 7—трахиандезит (по Дэли).



кими (0,1—1,2 мм) идиоморфными кристаллами авгита и оливина. Иногда отмечаются единичные мелкие пластинки биотита, плеохроирующие в зеленовато-буроватых тонах. В основной массе нередко присутствует незначительная примесь анальцима.

Таблица 10

**Химический состав андезито-базальтов**

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50,36	47,06	50,44	57,86	49,06	57,50
TiO <sub>2</sub>	1,0	0,76	0,84	0,63	1,36	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,63	16,13	17,85	15,64	15,70	17,33
FeO	5,95	2,69	6,89	3,97	5,38	3,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,38	7,69	9,66	1,31	6,37	3,62
CaO	8,41	9,63	9,70	5,00	8,95	5,83
MgO	6,49	6,69	5,62	5,12	6,17	2,86
SO <sub>3</sub>	0,02	0,08	0,02	—	—	—
MnO	0,12	0,06	0,11	0,06	0,31	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,40	0,12	0,43	0,45	0,30
K <sub>2</sub> O	2,83	2,49	3,05	3,57	1,52	2,36
Na <sub>2</sub> O	2,06	2,15	2,06	3,13	3,11	3,53
П. п. п.	0,96	3,37	0,60	3,31	—	—
Сумма . . . . .	100,55	99,20	100,96	100,03	—	—

**Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

<i>a</i>	8,9	8,8	9,1	12,4	9,2	11,6
<i>c</i>	7,7	6,8	7,8	4,5	6,1	6,3
<i>b</i>	23,6	27,9	23,7	15,4	26,8	13,4
<i>s</i>	59,8	56,5	59,5	67,7	57,9	68,7
<i>f'</i>	40,2	36,1	40,2	31,2	41,6	53,4
<i>m'</i>	47,9	42,3	41,0	57,4	39,8	38,1
<i>c'</i>	11,9	21,6	18,8	11,4	18,6	8,5
<i>n</i>	50,8	56,5	50,8	57,3	75,8	69,5
$\Phi$	22,0	8,6	25,4	22,6	17,6	25,4
<i>t</i>	1,5	2,5	1,2	0,9	2,0	1,0
<i>Q</i>	-5,8	-11,4	-7,1	+6,1	-8,7	7,9
<i>a/c</i>	1,2	1,3	1,2	2,8	1,5	1,9

Примечания. В породе анализа № 4 присутствует незначительное количество биотита. Место отбора проб: 1—3—бассейн р. Тихой; 4—бассейн р. Напаны, 5—базальт (по Дэли); 6—авгитовый андезит (по Дэли).

Химический состав описываемых пород (табл. 10) характеризуется значительными колебаниями содержания основных компонентов: основные разности соответствуют среднему типу базальта, состав более кислых пород приближается к авгитовому андезиту (по Дэли).

В заключение можно указать на следующие петрохимические особенности пород формации.

Основная масса пород характеризуется слабой недосыщенностью кремнекислотой, выражающейся в присутствии оливина, к которому иногда присоединяются анальцим и лейцит. В общей щелочности пород преобладающее значение имеет калий, связанный в составе калишпата и иногда — лейцита. Повышенная роль калия по сравнению с натрием

фиксируется также содержанием биотита в условиях почти полного отсутствия натриевых щелочных минералов среди темноцветных. Натрий связан в основном в плагиоклазах, характеризующихся пониженным содержанием альбитовой составляющей, за исключением кринанитов, натриевая щелочность которых обусловлена значительным количеством анальцима.

Повышенная роль полевошпатовой извести и глинозема фиксируется повышенной основностью плагиоклаза. В породах, содержащих незначительную примесь плагиоклаза, повышенное количество глинозема связано с биотитом.

### **СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФОРМАЦИИ**

Как видно из прилагаемой схемы (рис. 1), тела формации приурочены к Тигильскому антиклинорию и к участкам сочленения его с Паланским и Большерецким синклинориями. В размещении тел иногда наблюдается приуроченность к крупным разломам северо-северо-восточного простирания, однако непосредственной связи с ними, как контролирующими структурами, не установлено. Обычно формация проявляется в виде обширных полей развития многочисленных сближенных мелких тел на участках погружения складчатого основания (нижнего структурного яруса), среди осадочных отложений палеогена и неогена. Знаменательно полное отсутствие тел формации в пределах выходов складчатого основания, несмотря на интенсивное проявление в них разрывной тектоники.

Широко распространенной формой залегания пород являются согласные интрузии-силлы и лакколитообразные тела, в расположении которых наблюдается тяготение к локальным антиклинальным поднятиям третичных отложений. В контролируемых тектоническими трещинами дайках нередко наблюдаются согласные апофизы.

Отмеченные особенности расположения тел и их морфологии позволяют предположить развитие щелочно-основного магматизма следующим образом.

Поступление магмы из глубинных магматических очагов происходило по ослабленным зонам (разломам), возникшим в прогибах складчатого основания в период геоантиклинального развития. Наличие глубинных ослабленных зон в пределах Тигильского поднятия и по его периферии подтверждается региональными геофизическими работами. Установлена блоковая структура нижнего яруса, регистрируемая различными гравитационными ступенями.

Время проявления щелочно-основного магматизма (верхний миоцен—плиоцен) соответствует общему поднятию Тигильского антиклинория. Внедрение магмы в осадочные отложения верхних структурных этажей происходило в условиях ее высокой механической активности, определившей возможность проникновения магмы в межпластовые участки с образованием различной морфологии согласных интрузий.

В плейстоценовое время формируются купола известково-щелочных базальтов повышенно калиевого состава, являющиеся субвулканическим проявлением в условиях Западной Камчатки андезито-базальтовой формации Срединного хребта.

В пределах северо-западной части тихоокеанского подвижного пояса описанная формация по составу, возрасту и условиям формирования является аналогом известных щелочно-основных проявлений Западного Сахалина (Купо, 1959) и провинции «Круго-Японского моря» (Jagi, 1953).

## ЛИТЕРАТУРА

- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963. Геология СССР. Т. XXXI, ч. 1. Изд-во «Недра», 1964.
- Гузиев И. С. Редкие щелочные базальтоидные породы.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1964а, ч. 93.
- Гузиев И. С. Щелочная петрографическая провинция Западной Камчатки (Тигильский район).— В сб.: «Проблемы вулканизма» (Материалы ко II Всес. вулканол. совещанию). Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Гостоптехиздат. 1955 г.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1960.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Устиев Е. К. Структурно-генетические ряды магматических формаций.— Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 2.
- I d d i n g s J. P. Absarokite—banakite—shoshonite series.— J. Geol., 1895.
- K u n o H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.— Bull. volcanol., 1959, ser. 2, N 20.
- J a g i K. Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotou District, Sakhalin.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, v. 64, N 7.
- Washington H. S. Some analyse of Italian volcanic rocks. II. Amer. J. Sci. 1900, (4).

## **МИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ**

Нижний миоцен Южной Камчатки является эпохой активной вулканической деятельности, которая завершилась внедрением многочисленных интрузий гранитоидов. Интрузивные образования Южной Камчатки, как и всего полуострова, изучены весьма слабо. Первые сведения о наличии третичных интрузий на Камчатке имеются в работах Б. И. Пийпа (1941) и В. Я. Степанова (1946).

Б. И. Пийп впервые изучил интрузии кварцевых диоритов и диоритов в верховьях р. Средней Авачи, по рекам Китхой и Налычевой, где они прорывают вулканогенные отложения. На контактах интрузий им установлены пироксеновые роговики. Б. И. Пийп указывает, что эти интрузивные образования весьма сходны с гранитоидами, встречающимися в долинах рек Паратунки, Банной и бухты Ахомтен, и имеют, вероятно, третичный возраст. В. Я. Степанов, исследуя Ахомтенский интрузивный массив, обнаружил во вмещающих его вулканогенно-осадочных отложениях фауну третичного возраста, тем самым установив кайнозойский возраст массива. Ранее все интрузии считались меловыми и более древними.

В последние годы специальным изучением некоторых интрузий в районе г. Петропавловска-Камчатского занимался К. В. Прохоров (1964). В этой работе детально рассматривается петрография интрузивных пород бухты Ахомтен, горы Глиняной и других мест, указывается тесная связь интрузивных образований с вулканогенными толщами. Однако ряд выводов автора основан на весьма ограниченном материале, в частности, комагматичность интрузивных пород и вмещающих эффузивов доказывается сравнением нескольких анализов гранитоидов с четырьмя анализами вмещающих эффузивов, взятых из разновозрастных толщ. Сведения по металлогении гранитоидов весьма отрывочны и имеют компилятивный характер, и в связи с этим выводы К. В. Прохорова, касающиеся связи рудопроявлений с третичными гранитоидами, звучат крайне неопределенно.

Материалы, полученные при геологосъемочных работах (1960—1964 гг.), показывают, что миоценовые интрузии гранитоидов пользуются весьма широким распространением в пределах Южной Камчатки и имеют более сложное строение, чем это представляется К. В. Прохоровым. Установлено, что наиболее крупные интрузии гранитоидов формировались в несколько этапов (субфаз). Образования отдельных субфаз характеризуются определенными петрохимическими особенностями. С гранитоидами связана золото-полиметаллическая минерализация, имеющая практическое значение.

Рассмотрению особенностей строения и химизма гранитоидов Южной Камчатки и посвящена настоящая статья.

## ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, СТРОЕНИЯ И СОСТАВА РАННЕМИОЦЕНОВЫХ ИНТРУЗИЙ

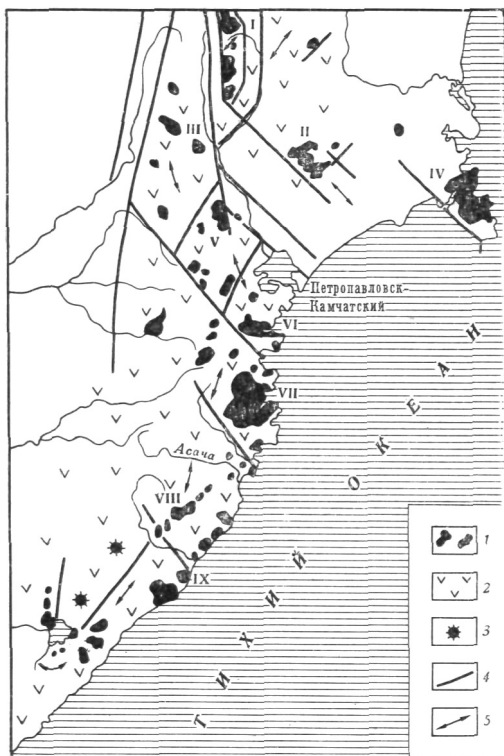
На территории Юго-Восточной Камчатки работами последних лет выявлен крупный пояс раннемиоценовых интрузий протяженностью свыше 300 км. Цепь интрузий вытянута согласно простиранию южного окончания Центрально-Камчатского вулканогенного пояса, размещаясь преимущественно в поле развития олигоцен-нижнемиоценовых вулканогенно-осадочных отложений. Лишь в Ганальском хребте, где эти отложения эродированы, отдельные интрузии находятся среди верхнемеловых метаморфизованных пород. Кроме того, часть интрузий закрыта крупными вулканическими постройками четвертичного возраста, о чем свидетельствуют находки интрузивных пород, сходных с раннемиоценовыми, среди современных пирокластических отложений вулканов Ильинского, Желтовского и Ксудача (рис. 1).

Вулканогенно-осадочные отложения Южной Камчатки расчленяются на следующие свиты: вилючинскую ( $Pg_3 - N_{VI}$ ), паратунскую ( $N_{pr}$ ), березовскую ( $N_{br}$ ) и алнейскую ( $N_{al}$ ).<sup>1</sup> Возраст указанных свит обоснован фаунистическими находками. Отложения вилючинской свиты мощностью свыше 2000 м представлены терригенными морскими образованиями: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами. Верхние горизонты свиты обогащены вулканогенным материалом. На отложениях вилючинской свиты с локальными размывами согласно залегают паратунская свита, сложенная базальтами ( $SiO_2 - 53\%$ ), андезитами ( $SiO_2 - 56\%$ ), туфами и игнимбритами. На отдельных участках развиты<sup>2</sup> вулканогенно-осадочные фации свиты, представленные туффитами, туфогенными конгломератами в зонах перехода с прослоями лав. Преобладают в составе свиты породы андезитового состава, изредка отмечаются дациты ( $SiO_2 - 65\%$ ). Мощность свиты 1200—1700 м. Раннемиоценовые интрузии<sup>2</sup> прорывают отложения вилючинской и паратунской свиты и перекрыты вулканогенно-осадочными отложениями березовской свиты, в базальных слоях которых отмечается галька кварцевых диоритов и гранодиоритов раннемиоценового возраста. Отдельные интрузии гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров прорывают отложения березовской свиты, но в пределах Южной Камчатки они развиты довольно слабо. Как видно из вышеизложенного, возраст интрузий определяется весьма четко по взаимоотношениям со стратифицирующимися образованиями. Внедрение интрузий приурочено к началу консолидации Курило-Камчатской складчатой области и связано с курильской фазой складчатости (нижний миоцен).

Формирование гранитоидов и эффузивов паратунской свиты происходило без большого разрыва во времени. Пространственная связь интрузий с указанными эффузивами выражена очень резко; так, например, в южной части Валагинского хребта интрузии наблюдаются лишь в поле развития вулканитов паратунской свиты. К северо-востоку, там, где развиты одновозрастные с паратунской свитой терригенные отложения, гранитоиды не обнаружены.

Раннемиоценовые интрузии приурочены к горстовым поднятиям и антиклинальным структурам. Большое количество интрузивных тел располагается в пределах Вилючинской горст-антиклинали, протягивающейся от бухты Вилючи на юго-востоке до притоков р. Корякской — на северо-западе. К ним относятся крупные массивы бухты Саранной, р. Паратунки и др. Часто интрузии имеют цепочечное расположение, что указывает на приуроченность их к зонам глубинных разломов. Особенно ярко это проявлено в Авачинском горсте, где ряд сближенных интрузивных тел представляет собой по существу единую крупную трещинную интрузию меридионального простирания. Эта особенность характерна

Рис. 1. Схема распространения миоценовых интрузий Южной Камчатки  
 I — интрузивные тела: I — Авачинского хребта, II — р. Китхой, III — ручья Каменистого, IV — Шипунского полуострова; V — горы Глиняной; VI — бухты Сарайной; VII — бухты Ахоттен; VIII — оз. Чаша; 2 — раннемиоценовая андезитовая формация. 3 — вулканы, в выбросах которых присутствуют интрузивные породы; 4 — крупные разломы; 5 — простираение складчатости



для интрузий оз. Чаша и ряда интрузий тихоокеанского побережья.

Большинство раннемиоценовых интрузий имеет размеры 2—25 км. Крупные интрузивные массивы расположены в наиболее высоко поднятых и глубоко эродированных блоках. К ним относятся Ахоттенский, Шипунский (200—250 км), Китхойский (70 км) массивы и интрузии верховьев р. Авачи, расположенные в горстом поднятии.

Раннемиоценовые интрузии характеризуются пестротой состава, которая наиболее типична для крупных интрузивных тел. Такая пестрота обусловлена не явлениями гибридизма, как полагает К. В. Прохоров, а многофазовым развитием интрузий. Многофазовое становление выявлено для интрузий верховьев р. Авачи, Шипунского полуострова и бухты Ахоттен. В связи с тем, что формирование интрузий происходило в довольно ограниченный промежуток времени между нижним и средним миоценом, авторы считают удобным применять термин «субфаза». В интрузиях верховьев р. Авачи устанавливаются породы, принадлежащие трем субфазам, в Ахоттенском и Шипунском массивах — двум субфазам.

Оливиновые нориты совместно с лейкократовыми кварцевыми диоритами слагают интрузию ручья Каменистого, которая относится к раннемиоценовым предположительно, поскольку располагается среди верхнемеловых метаморфизованных пород. Породы, представляющие одну из субфаз, нередко образуют самостоятельные тела, в частности, к ним относятся габбро-долериты и долериты бассейна р. Асачи и Ходутки. В связи с этим интересно отметить, что для одновозрастного интрузивного массива о-ва Парамушир К. Ф. Сергеев (1964) также установил многофазовое становление.

Породы субфаз имеют различный состав, а именно: 1-я субфаза — габбро-диориты, габбро-долериты, долериты и оливиновые нориты (?); 2-я субфаза — диоритовые порфириты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 3-я субфаза — гранодиориты, граниты, аплиты и аляски-ты. Наиболее широко распространенной и главной является 2-я субфаза.

Перечисленные особенности раннемиоценовых интрузий Юго-Восточной Камчатки позволяют отнести их к габбро-гранодиоритовой формации, а вмещающие эффузивные породы — к андезитовой (по Ю. А. Кузнецову).

## ПРИМЕРЫ СЛОЖНЫХ ИНТРУЗИЙ

Интрузии Авачинского хребта (южный отрог Валагинского хребта). Эти интрузии расположены в виде цепочки меридионального простираания, что, вероятно, обусловлено внедрением их по одному глубинному разлому. В пределах горстового поднятия Авачинского хребта выделяются три наиболее крупных интрузии: гор Скалистой и Тимоновской и р. Сырыцин. Общая их протяженность превышает 30 км. Состав и структурные особенности интрузивных пород находятся в тесной зависимости от глубины эрозионного расчленения.

Интрузия горы Скалистой расположена северо-восточнее вулкана Бакенинг, по водоразделу рек Кавычи и Средней Авачи. Эта интрузия, расположенная в наиболее высокой поднятой части горста, сложена хорошо раскристаллизованными разностями ряда диорит — гранит. В плане интрузия вытянута в меридиональном направлении, с западной и восточной стороны ограничена сбросами. Площадь ее составляет 35 км. Вмещающими породами служат вулканогенные образования паратунской свиты, а также песчано-глинистые отложения хозгонской свиты. Интрузия имеет сложное строение и состоит из трех субфаз. К первой, наиболее ранней из них отнесены габбро-диориты, ко второй — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, к третьей — аплитовидные мелкозернистые граниты. Образования второй субфазы наиболее распространены. По существу они почти целиком слагают тело интрузии, причем гранодиориты, являясь наиболее глубинной фацией, приурочены к центральной части массива, диориты и кварцевые диориты расположены ближе к эндоконтактам.

Габбро-диориты были встречены на северо-западном фланге массива, где наблюдались в виде останцов неправильной формы площадью 1,5—2 км. Выходы гранитов, образующих небольшое штокообразное тело площадью 0,8 км, наблюдались восточнее оз. Безымянного. Вмещающими породами аплитовидных гранитов здесь являются пироксен-роговообманковые диориты второй субфазы. На контакте с диоритами граниты образуют в них мелкие апофизы. Контакт между ними очень четкий, извилистый, вертикальный. Аплитовидные граниты в зоне эндоконтакта шириной до 1,5 м содержат ксенолиты вмещающих диоритов величиной до 8 см. Контактowego воздействия гранитов на диориты почти не имеется, исключая незначительную пропилитизацию последних. Это позволяет предполагать, что внедрение гранитов происходило с незначительным разрывом во времени после становления диоритов и гранодиоритов.

Взаимоотношения диоритов и пород первой субфазы непосредственно в обнажениях не наблюдалось, однако в габбро-диоритах ясно выражены явления контаминации и гибридизма в контактовой зоне с диоритами. Кроме того, в диоритах встречаются ксенолиты габбро-диоритов.

Интрузивный массив горы Тимоновской и р. Сырыцин также вытянут в меридиональном направлении и с западной стороны ограничен крупным сбросом. Площадь массива составляет 50 км. В центральной части массива отмечаются небольшие остатки кровли, разбитые многочисленными нарушениями северо-восточного и субширотного простираания. На линии одного из сбросов, пересекающих интрузию, расположено несколько современных шлаковых конусов и лавовых потоков. Интрузия имеет сложный состав и в своем строении обнаруживает много общего с массивом горы Скалистой. На правобережье рек Тимоновская и Сырыцин отмечаются небольшие выходы габбро-диоритов первой субфазы, довольно интенсивно метаморфизованных породами второй субфазы. В них отмечаются новообразования биотита, актинолита, бла-

стического кварца, хлорита и эпидота. Нередко они имеют лепидограно-бластовую структуру.

Два штока аплитовидных гранитов незначительных размеров расположены на правом берегу р. Тимоновской. Граниты имеют четкие рвушие контакты с диоритами второй субфазы и содержат ксенолиты диоритов и габбро-диоритов.

Китхойская интрузия площадью 70 км<sup>2</sup> находится в верховьях р. Китхой, левого притока р. Левого Авачи, и имеет неправильную форму. Центральная часть интрузии перекрыта лавами четвертичного вулкана Купол.

Интрузия сложена главным образом породами второй субфазы: диоритовыми порфиритами, диоритами и кварцевыми диоритами. На северном фланге интрузии (верховья рек Желтой и Вертинской) имеются выходы меланократовых габбро-диоритов площадью 1,5 км. Взаимоотношения между ними аналогичны описанным для интрузий Авачинского хребта. Остальные мелкие выходы интрузивных пород в бассейне р. Авачи представлены породами второй субфазы.

Интрузия бухты Ахомтен. Наиболее крупным и изученным среди интрузивных образований раннемиоценового возраста в пределах Юго-Восточной Камчатки является Ахомтенский массив. Он расположен в районе бухт Тихирка, Ахомтен и Лиственичная, обнажаясь на площади около 250 км. Форма массива в плане близка к изометричной. Контакты его с вмещающими эффузивно-пирокластическими отложениями паратунской свиты преимущественно крутые, а иногда вертикальные. Пологие контакты зафиксированы с участками сохранившейся кровли, площадь которых достигает 6—8 км. Все это показывает, что по морфологии вскрытая часть массива представляет собой куполовидное тело с крутыми внешними границами. Массив имеет сложное строение и образовался в две субфазы. Первая субфаза представлена пироксеновыми пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми диоритами, которые соответствуют образованиям второй субфазы интрузий бассейна р. Авачи. Ко второй субфазе относятся биотит-роговообманковые и биотитовые гранодиориты, а также широко развитые здесь граниты и аляскиты. Контакты между образованиями двух субфаз весьма четкие, рвушие. Породы первой субфазы (диориты) размещаются по периферии, слагая береговые обрывы между бухтами Лиственичная и Тихирка, в верховьях рек Ахомтен и Фальшивая. На западе они перекрыты отложениями вулкана Мутносского. На юго-западном фланге массива породы первой субфазы отсутствуют.

Преобладающей разновидностью пород первой субфазы являются роговообманковые кварцевые и нормальные диориты. Пироксеновые и пироксен-роговообманковые диориты встречаются в эндоконтактных зонах массива. Непосредственно у контакта диориты становятся меланократовыми, приобретают порфирированную структуру и содержат значительное количество ксенолитов вмещающих эффузивов. Контакт между диоритами и вмещающими породами четкий. Во вмещающих породах диориты нередко образуют апофизы и заливы. Наблюдались также и довольно «размытые» контакты, когда диориты по мере приближения к контакту переходят в диоритовые порфирита, а последние в темно-серые мелкозернистые роговики.

Среди пород второй субфазы доминируют граниты. Гранодиориты обычно отмечаются в апикальных частях вблизи кровли или у контакта с диоритами, где у них появляется порфирированная структура. Гранодиориты и граниты имеют между собой постепенные переходы.

Положение аляскитов в массиве неясно. Они наблюдались как в центральных частях, так и в эндоконтакте, где зафиксированы в виде небольших тел (до 800 м в поперечнике) неправильной формы с отходящими



апофизами. С гранитами аляскиты иногда имеют интрузивный контакт, но чаще отмечались постепенные переходы.

Породы второй субфазы содержат большое количество ксенолитов вмещающих андезитов, а также диоритов первой субфазы. Наибольшее скопление ксенолитов приурочено к зонам эндоконтактов, т. е. в основном они содержатся в биотит-роговообманковых гранодиоритах.

Контактные изменения во вмещающих породах выражаются в образовании амфибол-плагиоклазовых, пироксен-кварц-плагиоклазовых, биотит-пироксеновых и кварц-плагиоклазовых роговиков. Мощность контактоизмененных пород варьирует от 20 до 150 м. Роговики, по мере удаления от контакта, сменяются пропилитизированными породами, в которых часто наблюдаются прожилки и овальные выделения эпидота.

Южнее Ахотенского массива прослеживается ряд мелких интрузий, которые сложены диоритами и диоритовыми порфиритами. Реже встречаются тела основного состава. Интрузии габбро-долеритов и долеритов, вывденные по ручью Лебединому, правому притоку р. Асачи, на мысе Крестовом, представляют собой межпластовые тела, внедрившиеся в нижние горизонты отложений паратунской свиты. Интрузия ручья Лебединого имеет неправильные очертания, вытянута вдоль долины ручья и занимает площадь не более 6 км. Их можно считать аналогами габброидов, встречающихся в бассейне р. Авачи.

#### **ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕМИОЦЕНОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД**

В ряде работ (Кузнецов, 1964; Устиев, 1959, Сперанская, 1963; Гельман, 1963) отмечалась специфичность петрохимического состава изверженных пород крупных вулканогенных поясов. Интрузии Южной Камчатки, размещенные на южном окончании Центрально-Камчатского вулканогенного пояса, являются типичными представителями ряда вулканогенных интрузивных формаций, в частности, габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Связь их с миоценовой андезитовой формацией по геологическим и структурным особенностям настолько очевидна, что не нуждается в сложных доказательствах генетического родства.

При характеристике химизма пород мы использовали данные 49 химических анализов (табл. 1—4), из которых 11 сделано из пород вмещающей андезитовой формации, а остальные характеризуют породы трех интрузивных субфаз.

При нанесении числовых характеристик на диаграмму А. Н. Заварицкого выявляется принадлежность эффузивных и интрузивных пород к одному петрохимическому ряду (рис. 2). Все раннемиоценовые породы Южной Камчатки отличаются от средних типов серии габбро-гранит повышенным значением характеристики «с» и в общем пониженной щелочностью, что особенно характерно для пород среднего и кислого состава (2-я и 3-я субфазы). Векторы образуют единый рой, особенно хорошо выраженный на плоскости «*csb*». Кроме того, на диаграмме четко видна общность составов вмещающих эффузивов и пород первой и, частично, 2-й субфаз. Из диаграммы видны некоторые особенности, свойственные каждому этапу раннемиоценового магматизма: для вмещающей толщи и гранитов 3-й субфазы характерна в большинстве случаев пересыщенность алюминием, а породам 1-й субфазы свойственны постоянные значения щелочности.

Тем не менее на диаграмме более четко отражаются только общие закономерности для всего комплекса пород. Особенности химического состава образований различных субфаз хорошо выявляются при вычислении соотношений атомных количеств кальция-натрия-калия и нанесении соответствующих точек на диаграмму (рис. 3). Раннемиоценовые

## Химические анализы пород раинемиоценовой андезитовой формации

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	55,66	57,65	60,88	53,46	56,18	56,12	56,54	54,68	65,66	49,60	53,56
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,69	0,44	0,42	0,45	0,37	0,60	0,40	0,69	0,59	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,54	20,13	17,58	18,85	18,12	19,48	20,08	20,89	17,13	22,07	18,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,46	0,59	2,40	3,82	5,06	1,25	2,62	2,70	2,69	3,41	4,00
FeO	3,48	2,99	2,81	3,52	2,67	4,12	3,82	4,22	1,92	4,07	4,61
MnO	0,09	0,07	0,23	0,15	0,10	0,05	0,07	0,15	0,09	0,10	0,24
VgO	6,47	4,71	3,37	5,66	4,43	4,78	2,43	2,68	0,92	3,10	3,96
CaO	7,65	7,01	4,57	7,41	3,63	6,98	6,80	7,63	2,61	8,61	9,26
Na <sub>2</sub> O	1,95	2,61	3,17	3,31	4,37	3,15	3,01	2,35	3,34	2,46	3,25
K <sub>2</sub> O	0,86	0,86	2,56	1,09	1,43	1,22	1,90	1,84	4,42	1,15	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,15	0,13	3,08	0,19	0,19	0,27	0,31	0,27	0,16	—
SO <sub>2</sub>	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07
H <sub>2</sub> O- П.п.п.	—	—	0,48	0,72	1,16	0,96	—	0,47	0,35	1,26	0,67
	2,71	2,50	1,87	1,93	3,10	1,76	1,11	1,85	0,67	4,05	—
Сумма	99,85	99,96	99,81	99,76	99,73	99,47	99,25	99,70	100,41	99,28	100,00

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	5,8	7,3	11,0	9,4	11,8	9,3	9,9	8,5	13,6	8,1	8,1
<i>c</i>	8,6	8,8	5,6	8,7	4,4	9,0	8,8	10,1	3,1	11,9	9,17
<i>b</i>	19,2	16,0	12,5	17,9	18,5	14,0	11,8	13,7	8,6	15,5	18,0
<i>s</i>	66,4	67,9	70,9	64,0	65,3	67,7	69,40	67,7	74,6	64,5	64,4
<i>Q</i>	12,6	12,4	14,2	0,5	2,2	7,8	10,30	8,3	19,1	10,9	4,1
<i>a'</i>	—	26,0	13,4	—	21,6	2,1	10,0	13,0	34,1	11,8	—
<i>f'</i>	34,0	22,0	40,3	39,5	37,6	37,1	53,7	50,8	48,4	49,8	76,5
<i>m'</i>	59,0	51,0	46,3	55,70	40,8	60,8	36,40	36,2	17,5	38,4	39,0
<i>c'</i>	6,0			4,8							14,6
<i>n</i>	62,0	81,0	65,2	79,3	81,8	79,6	70,6	66,7	53,4	76,0	90,0
<i>a/c</i>	0,7	0,8	1,9	1,1	2,7	1,0	1,1	0,8	4,4	0,7	0,9
<i>φ</i>	16,0	4,0	16,7	19,1	23,5	7,7	19,8	18,4	27,0	21,0	19,8
<i>t</i>	—	—	0,5	0,7	0,6	0,5	0,8	0,6	0,8	0,7	1,1

Примечание: 1—2—андезито-базальты, р. Китхой. Пийп, 1941; 3—туфовая, 4—6—андезиты, р. Китхой. Апрельков, 1964; Аналитик Г. И. Гузиева; 7—игнимбри, верховья р. Средней Авачи. Долматов, 1964. Аналитик В. Котова; 8—10—андезиты; р. Асача. Слепов, 1964. Аналитик Г. И. Гузиева; 11—андезито-базальт, бухта Ахонтен. Прохоров, 1960.

интрузивные и эффузивные породы образуют единую линейную полосу точек, протягивающуюся от зоны пород, богатых кальцием и бедных калием, к зоне с высоким содержанием щелочей и низким — кальция. Это также подтверждает единство ряда эффузивных и интрузивных пород. При детальном рассмотрении положения точек выясняется, что в пределах полосы выделяются четыре зоны: крайняя правая зона соответствует вмещающей андезитовой формации (средние значения: Са — 57, Na — 34, К — 9). В границах первой зоны отмечаются породы 1-й и 2-й субфаз. Переход от первой ко второй зоне постепенный, обусловленный общностью химического состава. Во второй зоне находятся породы

Таблица 2

## Химические анализы габбро-диоритов (первая субфаза)

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	57,36	55,84	53,46	56,82
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,41	0,48	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,99	17,32	20,73	16,86
Fe <sup>2+</sup> O <sub>3</sub>	2,03	2,77	2,58	2,94
Fe <sup>3+</sup> O <sub>3</sub>	4,50	4,48	4,42	4,62
MnO	0,09	0,05	0,06	0,06
MgO	2,89	4,79	4,49	5,01
CaO	6,74	6,54	7,97	6,20
Na <sub>2</sub> O	2,71	2,75	2,85	3,13
K <sub>2</sub> O	2,37	2,79	2,01	2,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,26	0,26	0,26
SO <sub>2</sub>	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—
П.п.п.	0,24	0,45	0,24	0,24
Сумма: . .	98,59	98,45	99,55	98,75

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,93	10,50	9,7	10,20
<i>c</i>	8,50	3,20	9,9	6,40
<i>b</i>	11,84	19,70	15,40	17,0
<i>s</i>	69,71	66,0	65,0	66,4
<i>Q</i>	11,08	10,4	0,7	6,0
<i>a'</i>		33,7		
<i>f'</i>	44,17	41,3	44,1	41,4
<i>m'</i>	53,98	25,0	52,6	50,8
<i>c'</i>	1,85	59,8	3,3	7,8
<i>n</i>	64,23	3,28	68,7	69,2
<i>a/c</i>	1,16	11,80	0,98	1,59
$\varphi$	1,74	0,53	15,0	14,8
<i>t</i>	0,5		0,7	0,5

Примечания: 1—габбро-диорит, р. Тимоновская; 2—3—габбро-диориты, верховья р. Средней Авачи; 4— габбро-диорит, р. Сырыцин. Долматов, 1964. Аналитики В. Котова и Г. И. Гузиева.

первой и частично второй интрузивных субфаз (средние значения: Са — 45, Na — 37, К — 28). Третья зона почти полностью представлена породами второй субфазы (средние значения для зоны: Са — 35, Na — 44, К — 21). Четвертая зона соответствует гранитам 3-й субфазы (средние значения: Са — 20, Na — 51, К — 29). Таким образом, из диаграммы совершенно определенно следует, что химизм раннемиоценовых изверженных пород изменяется с течением времени в сторону увеличения щелочности и кислотности.

Эволюцию изверженных пород (андезитов — габбро-диоритов — грано-диоритов — гранитов) весьма наглядно характеризует диаграмма изменений содержания окислов во времени (рис. 4). Кривые кремнезема и щелочей (калия и натрия отдельно, а также их суммы) в общем подобны и указывают на повышение этих компонентов; поведение кривых

## Химические анализы гранитоидов (третья субфаза)

Таблица 4

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	63,96	60,24	59,10	56,86	59,30	59,68	59,12	58,62	57,26	66,77	60,98	55,14	60,66	61,78	57,50	59,42	59,60	61,40	56,52	55,74	55,70
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,61	0,80	0,68	0,99	0,84	0,70	0,67	0,75	0,35	0,32	0,32	0,37	0,61	0,36	0,41	0,36	0,43	0,44	0,43	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,40	17,06	16,61	17,95	17,78	14,72	15,60	17,35	17,21	13,20	18,31	17,72	17,78	16,13	20,12	19,48	18,86	17,13	19,09	19,19	18,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	1,28	3,57	2,79	3,35	3,21	4,39	2,64	4,97	6,30	1,17	2,16	0,33	0,68	1,44	1,88	1,50	1,25	1,02	2,15	1,77
FeO	1,44	4,38	3,44	3,16	3,97	4,59	5,24	3,66	3,33	1,05	2,81	4,11	5,25	4,61	4,95	4,35	4,32	2,94	4,24	5,13	5,20
MnO	0,05	0,01	0,11	0,07	0,14	0,09	0,06	0,05	0,07	0,03	—	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,03	0,06	0,07	0,11	0,05
MgO	3,22	4,10	3,08	3,34	3,37	4,68	3,45	4,06	3,06	2,49	3,40	5,18	2,52	2,86	2,98	2,26	2,61	3,27	3,62	3,86	4,28
CaO	3,08	6,20	0,18	6,56	6,04	6,89	7,07	6,66	5,82	4,00	4,82	6,81	5,41	4,60	6,06	6,02	5,57	6,48	8,11	7,16	7,92
Na <sub>2</sub> O	3,09	2,76	3,10	3,07	2,83	1,94	2,80	2,13	3,96	2,58	3,23	3,00	3,83	4,05	2,93	3,58	3,77	2,55	3,76	3,03	2,07
K <sub>2</sub> O	3,15	1,81	2,89	2,31	2,99	0,95	1,16	1,85	2,51	2,54	3,16	2,70	2,91	2,88	2,15	2,55	2,93	1,75	1,48	1,41	2,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,40	0,20	0,16	0,18	0,20	0,23	0,24	0,69	0,20	0,25	0,11
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,39	—	—	—	—	—	—	0,24	0,21	0,23	0,36
Сумма:	98,22	98,45	98,88	98,79	100,76	100,52	99,89	97,69	100,59	100,39	99,75	97,86	99,57	99,42	99,04	99,53	100,00	99,80	98,86	98,69	98,84

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,24	8,88	11,24	10,46	10,8	6,0	9,0	7,72	12,7	9,3	11,8	10,92	12,88	13,4	9,73	12,0	12,90	8,52	10,85	9,2	8,0
<i>b</i>	3,8	7,34	5,70	7,28	7,71	7,0	6,0	8,51	5,4	4,1	6,5	6,10	5,78	4,2	7,55	6,20	6,50	7,74	7,92	8,9	9,1
<i>c</i>	12,8	12,93	13,9	12,44	13,42	17,0	17,0	13,43	14,7	11,2	10,7	17,18	10,63	11,0	14,07	12,10	10,50	10,25	13,78	14,4	15,6
<i>s</i>	72,1	70,67	69,02	69,89	69,2	70,0	68,0	71,09	67,2	75,4	71,0	65,36	70,75	71,4	68,62	69,60	70,10	75,63	67,59	67,4	67,3
<i>Q</i>	17,8	16,46	22,5	11,51	7,96	21,0	12,0	17,48	3,6	28,1	13,0	13,0	9,92	11,8	10,26	9,10	7,90	22,34	5,42	76,0	9,7
<i>a'</i>	31,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,8	—	—	—	19,40	19,10	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	26,8	41,62	47,0	44,89	51,54	43,2	51,6	45,16	51,9	56,0	35,0	34,0	51,0	41,0	43,78	48,50	52,0	38,4	36,79	49,7	43,7
<i>m'</i>	41,6	55,13	38,5	46,59	42,79	47,7	34,0	45,3	36,2	37,4	65,2	52,0	40,0	45,0	36,81	32,40	43,30	56,6	46,11	48,2	48,7
<i>c'</i>	—	3,2	14,5	7,99	5,67	9,1	14,4	9,5	11,9	6,6	—	14,0	8,0	13,0	—	67,80	4,70	4,9	17,09	2,0	7,3
<i>n</i>	59,5	69,6	54,9	68,1	58,9	75,0	72,0	63,55	70,3	60,0	60,0	62,0	66,0	68,0	67,62	1,93	66,29	68,8	79,6	78,0	59,0
<i>a/c</i>	2,9	1,2	1,9	1,4	1,4	0,8	1,5	0,9	2,3	2,3	1,9	1,79	2,0	3,0	1,29	13,30	1,98	1,1	1,37	1,03	0,88
<i>φ</i>	16,1	8,88	22,4	16,9	22,5	17,1	25,7	17,0	—	—	9,0	11,0	3,0	5,0	8,95	0,5	12,0	—	—	13,5	10,1
<i>t</i>	1 0,37	0,7	1,0	0,8	1,3	1,0	0,9	0,8	—	—	0,4	0,43	0,05	—	0,5	—	0,5	—	—	0,5	1,0

Примечания: 1—гранодиорит, г. Начикинское зеркальце. Пийп, 1941; 2—кварцевый диорит, г. Начикинское зеркальце. Бондаренко, 1962. Аналитик А. Ильных; 3—кварцевый диорит, г. Кусанак. Соболев, 1940; 4—кварцевый диорит, г. Кусанак. Бондаренко, 1962. Аналитик А. Ильных; 5—кварцевый диорит, г. Кусанак, Соболев, 1940; 6—7—кварцевые диориты, г. Глиняная. Апрельков, 1962. Аналитик А. Ильных; 8—кварцевый диорит, р. Тахколоч. Бондаренко, 1962; 9—диорит, р. Банная. Пийп, 1941; 10—кварцевый диорит, г. Бархатная. Пийп, 1941; 11—кварцевый диорит; р. Китхой. Апрельков, 1964; 12—диорит, р. Сырыцин; 13—кварцевый диорит, р. Тимоновская. Апрельков, 1963. Аналитик А. Ильных; 14—кварцевый диорит, р. Сырыцин. Пийп, 1941; 15—16—кварцевые диориты, г. Скалистая; 17—гранодиорит, верховья р. Средней Авачи, Долматов, 1964. Аналитик О. Котова; 18—гранодиорит; 19—кварцевый диорит; 20—диорит, бухта Дхомтен; 21—диорит, оз. Чаша. Слепов, 1964. Аналитик В. Котова,

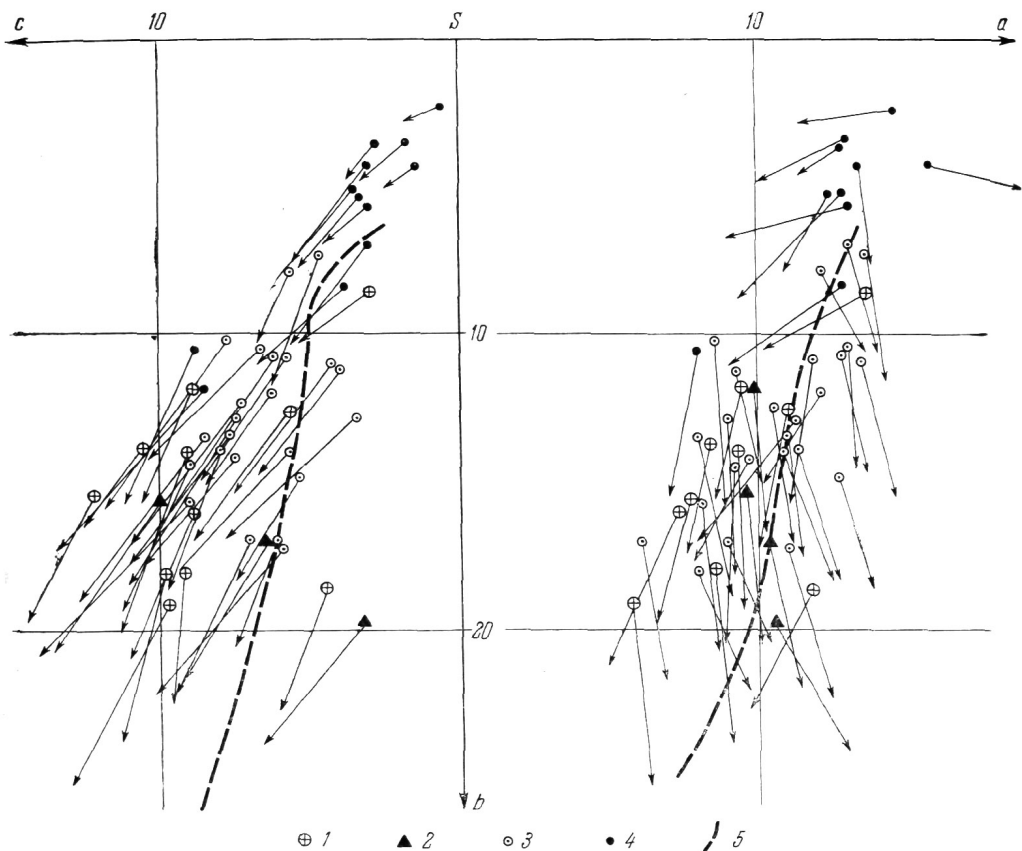


Рис. 2. Векторная диаграмма химизма интрузивных пород раннемиоценовой андезитовой формации; 2 — породы I субфазы; 3 — породы II субфазы; породы III субфазы; 5 — вариационная кривая средних составов по р. Дэли

окисей алюминия, кальция, магния и железа также очень сходны и фиксируют понижение содержания их во времени. Наиболее существенные изменения в соотношении различных окислов присущи 3-ей субфазе.

Приведенные диаграммы, показывающие изменения химизма пород, и позволяют качественно сравнить ход магматического процесса в нижнемиоценовое время на Южной Камчатке с развитием одновозрастного парамушурского интрузивного комплекса (Сергеев, 1964), относимого Ю. А. Кузнецовым к той же формации. Сравнение диаграмм показывает несомненное сходство поведения компонентов интрузивных пород этих районов. Существенно отличается лишь кривая окиси натрия, остальные отличия незначительны и могут быть объяснены различной детальностью исследования.

#### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО МЕТАЛЛОГЕНИИ

Вопросы связи рудопроявлений с миоценовыми интрузиями изучены еще недостаточно. В настоящее время выявлен ряд медных, медно-полиметаллических и золото-полиметаллических рудопроявлений, пространственная приуроченность которых к выходам интрузивных пород не вызывает сомнений. К наиболее интересным относятся золото-полиметаллические рудопроявления верховьев р. Авачи, р. Китхой и мыса Желтого. Геологическое строение указанных рудопроявлений весьма сходно.

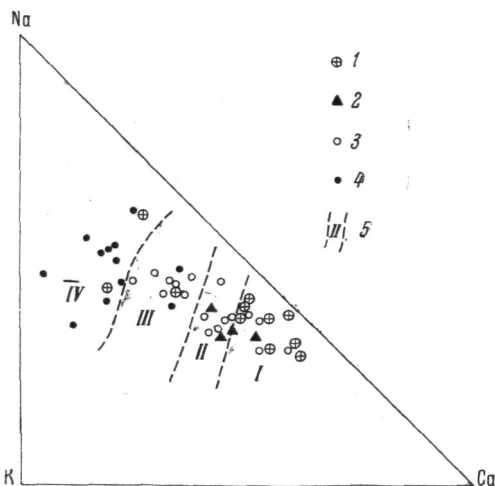


Рис. 3. Диаграмма соотношений Ca — Na — K  
1 — породы андезитовой формации; 2 — габбро-диориты; 3 — породы II субфазы; 4 — граниты; 5 — границы субфаз

приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного и субширотного простирания. Оруденение прожилково-вкрапленного типа и представлено халькопиритом, галенитом, сфалеритом и пиритом. Спектральным анализом установлено также присутствие золота. Рудные тела нередко имеют значительную протяженность при переменной мощности (от нескольких сантиметров до нескольких метров).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что миоценовые интрузии Камчатки должны и в дальнейшем быть объектом детальных исследований.

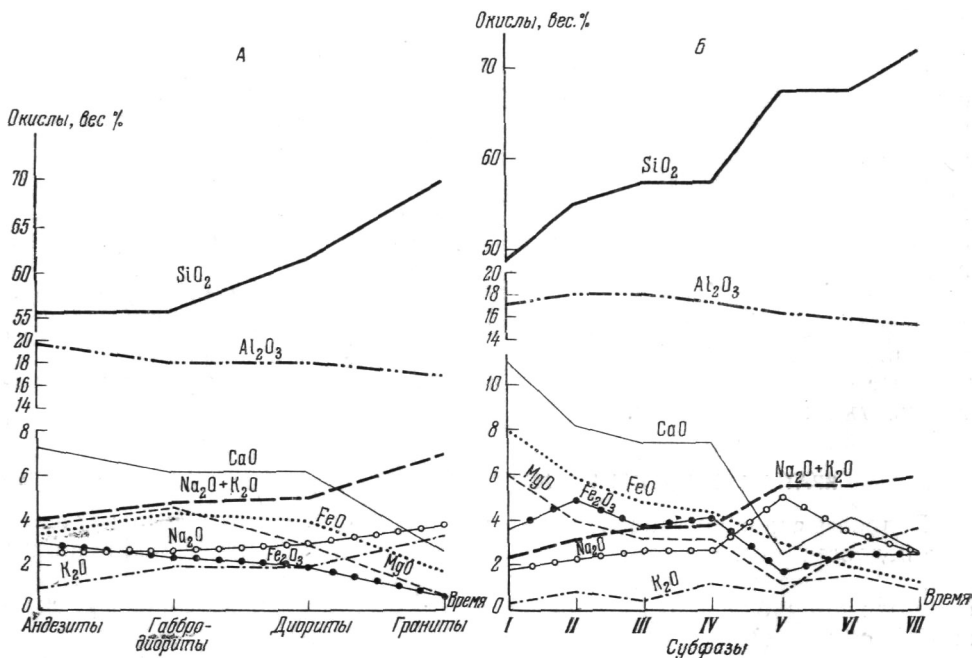


Рис. 4. Диаграмма изменений содержаний окислов во времени  
А — Южная Камчатка; Б — о-в Парамушир (по К. Ф. Сергееву)

Оруденение обычно приурочено к кварцевым, кварц-карбонатным жилам, размещающимся среди пропилитизированных интрузивных и вмещающих их вулканогенных пород. В некоторых рудопроявлениях, кроме золота и полиметаллов, установлено присутствие марганца (реки Вилуча и Мутновская). С рудопроявлениями часто связаны ореолы россыпного золота.

Аналогичные рудопроявления встречаются на крайнем юге Камчатки, в районе Курильского озера. Здесь кварцевые жилы и окварцованные породы зон дробления наблюдаются среди пропилитизированных диоритовых порфиров и вмещающих туфов, андезитов паратунской свиты. Рудные тела

## ЛИТЕРАТУРА

- Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н. Новые данные о геологии Юго-Восточной Камчатки.— Советская геология, 1965, № 3.
- Гельман М. Л., Белый В. Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов северо-западной Чукотки.— В кн.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд-во АН СССР, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налычевой на Камчатке.— Труды Камчатской компл. экспедиции СОПС АН СССР, 1936—1937 гг., 1941, вып. 2.
- Прохоров К. В. Третичные гранитоиды Камчатки. Изд-во «Недра», 1964.
- Сергеев К. Ф. Некоторые вопросы петрологии центрального интрузивного массива хребта Вернадского на о-ве Парамушир (Курильские острова).— Геология и геофизика, 1964, № 2.
- Сперанская И. М. Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах охотского побережья.— В кн.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд-во АН СССР, 1963.
- Степанов В. Я. Ахотенская неинтрузия на Камчатке.— В кн.: «Академику Д. С. Белянкину. К 70-летию со дня рождения и 40-летию научной деятельности», Изд-во АН СССР, 1946.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.

## **ВУЛКАНИЗМ, ТЕКТОНИКА И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В КАМЧАТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ**

Развитию учения о геологических формациях в последние годы способствовали многочисленные исследования вулканогенно-осадочных формаций (Шатский, 1960; Страхов, 1962; Бродская, 1960; Ронов, 1961, и др.), связанных между собой единством тектонических условий образования (Богданов, 1965). Эта ассоциация пород образуется в условиях дифференцированных тектонических движений, расчленяющих геосинклинальную область на четко выраженные зоны с резкими фациальными границами.

Направленность эволюции геосинклинальных систем выражается в гомологии рядов вулканогенно-кремнистых формаций, свойственные различным периодам истории Земли: джаспилитов докембрия, яшмовых формаций, преобладающих в палеозое, и кремнисто-сланцевых, характерных для мезо-кайнозоя.

Однако устойчивость основных типов вулканогенных формаций в целом связана с определенной сопряженностью вулканизма с тектоническими процессами в геосинклинальных областях, прослеживающимися в течение всей истории земной коры.

Изучение современной вулканогенно-осадочной формации и бассейнов седиментации геосинклинальных областей Камчатки и Курильских островов помогает уяснить роль вулканизма в формировании осадочных пород.

Напомним представление Н. С. Шатского (1960 г.) об автохтонных и аллохтонных формациях, применительно для вулканогенных формаций геосинклинальных областей: а) автохтонная серия — лавы и перокластита, отложенные на месте вблизи центров извержений; б) аллохтонная серия — вулканогенные породы, образующие вулканогенно-осадочные формации в геосинклинальных областях, переотложенные на значительных расстояниях от центров извержений различными процессами (водными, эоловыми, гравитационными).

В платформенных и океанических районах, где границы морских бассейнов определяются не структурными формами рельефа, а общими колебаниями уровня моря в условиях отсутствия контрастных форм рельефа, выделение серий встречает трудности, связанные с определением зон вулканических излияний и разграничением фациальных условий осадкообразования. Здесь наиболее сложно разделение эндогенных и экзогенных источников продуктов осадкообразования. Осадочные и вулканические процессы, перемежаясь, тесно сплетаются в сериях отложений, где автохтонные вулканические породы переслаиваются с аллохтонными осадками. Наиболее четкое разделение автохтонных и аллохтонных серий наблюдается в геосинклинальных условиях, где благодаря крупным дифференцированным тектоническим движениям, создаются тектонические структуры, определяющие резкие формы рельефа.



В результате этого формируются сопряженные структурные поднятия, к которым приурочены вулканизм (автохтонные серии) и структурные опускания, где отлагаются аллохтонные вулканогенно-осадочные серии. В условиях геосинклинального осадкообразования морфо-тектонические структуры определяют границы водных бассейнов и, таким образом, позволяют наметить четкие зоны накопления автохтонных и аллохтонных вулканических и вулкано-осадочных толщ, приуроченных, на разных стадиях эволюции геосинклинали, к разным условиям рельефа и осадкообразования. К фациям автохтонных серий в начальных стадиях геосинклинальной эволюции принадлежат продукты подводных вулканических извержений внутригеосинклинальных поднятий. В перерыве между извержениями здесь происходит отложение вулканогенно-осадочных пород, которые, в свою очередь, образуются и при переносе продуктов подводного вулканизма в стороны от центров извержений, в этом же водном бассейне.

Таким образом, в этих условиях вертикальные и горизонтальные переходы между аллохтонными и автохтонными сериями намечаются с трудом; смена отложений серий происходит как вверх по разрезу, так и по простиранию и имеет нечеткие границы.

В отдаленных кремнисто-сланцевых формациях возможно сочетание аллохтонности (перенос из вулканической зоны водой кремнезема и других элементов) и автохтонности — выпадение их в осадок в виде кремнистых пород, яшм и других осадков.

В условиях подводного вулканизма перемещение его продуктов от места извержения происходит морскими течениями, переносящими рыхлые продукты, а также гравитационными оползнями и обвалами при формировании возвышенностей и впадин тектонического типа. Лавовые потоки в подводных условиях застывают быстрее, в связи с чем не перемещаются на значительные расстояния. Поэтому более важное значение имеют перемещения, обусловленные подводными оползнями и тектоническими сбросами, особенно способствующими во время землетрясений образованию мутных потоков. Такие условия переноса продуктов подводного вулканизма стимулируются усиленными процессами рельефообразования (подводные желоба, валы и хребты), происходящего под влиянием структурных вертикальных движений в геосинклинальной области.

Таким образом, лишь при образовании вулканических островов и бассейнов осадконакопления возникают возможности четкого разграничения автохтонных вулканических формаций и аллохтонных морских вулканогенно-осадочных толщ.

Однако в условиях субаэрального вулканизма следует выделить осадки аллохтонного типа — вулканогенно-озерные отложения, вулканогенно-аллювиальные, вулканогенно-эоловые, вулканогенно-ледниковые и др.

Несмотря на некоторую условность, разграничение серий имеет важное значение для определения связей вулканических процессов с типами тектонических движений.

Сопряженность с вулканической деятельностью имеют только те тектонические структуры, формирование которых происходит одновременно с вулканизмом. Вследствие унаследованного развития многих структур такого типа, мы не всегда можем точно установить, на каком этапе развития структуры проявилась деятельность вулканов. Поэтому исследование процессов сопряженности вулканизма и тектоники — единственный путь, на котором мы сможем установить природу связей вулканизма и тектоники.

К автохтонным вулканическим сериям относятся наземные вулканические сооружения, лавовые и туфовые покровы, образующие лавовые плоскогорья. Когда мы говорим о крупных лавовых, агломеративных,

пепловых тучах, грязевых потоках и лавинах, то замечаем некоторое противоречие между условиями их образования в непосредственной связи с вулканическим извержением, и условиями их отложения—нередко в десятках километров от вулкана, в тектонических прогибах и вулканотектонических депрессиях. Эти вулканические образования находятся в зоне переходов от автохтонных к аллохтонным сериям.

Условия образования морских аллохтонных серий достаточно ясны — это мощные вулканогенно-осадочные формации, не включающие лавовых покровов, вулканических брекчий и туфов. Примером таких серий является на Камчатке ирунейская толща верхнего мела. В верхней части этой толщи появляются признаки близости центров извержений в виде вулканических брекчий и покровов. Это подтверждает, что структурные движения захватывают бассейн осадконакопления и тектонический прогиб осложняется вулканотектоническими поднятиями. Однако процесс формирования вулканотектонических поднятий происходит с перерывами, когда вновь следует опускание и продолжается осадконакопление. При разделении вулканических геосинклинальных формаций по характеру тектонических движений, сопутствовавших осадконакоплению, автохтонные вулканические серии следует относить к типу регрессивных формаций, а аллохтонные вулканогенно-осадочные серии — к типу трансгрессивных. Формирование первых происходит в условиях преобладающей роли тектонических поднятий, а вторых — при доминирующих опусканиях.

Это разделение подчеркивает дифференцированность тектонического развития вулканических поясов геосинклинальных областей — связь вулканизма с тектоническими поднятиями.

Такая «пульсационная» смена вулканотектонических поднятий и опусканий определяет положение вулканического пояса на грани образования трансгрессивных и регрессивных формаций, переходящих в орогенные, в эпоху замыкания геосинклинальной области.

Флишеподобные ритмы в вулканогенно-осадочных формациях, вероятно, выражают пульсацию вертикальных тектонических движений. Таким образом, отложения каждой геосинклинальной толщи являются сложным сочетанием трансгрессивных и регрессивных серий пород. К числу первых относятся осадки, накапливающиеся в морских бассейнах во время прогибания их дна и в сочетании с аллохтонными вулканическими породами образующие осадочно-вулканогенные формации. К числу вторых принадлежат автохтонные вулканогенные серии, переслаивающиеся с осадочными толщами, свидетельствующими о перерывах вулканизма и осадконакоплений в условиях последующего прогибания дна морского бассейна.

Отсутствие достаточных данных для построения детальных палеогеографических карт Камчатки не позволяет сделать сопоставления фациальных условий современных и древних процессов осадкообразования, вулканизма и тектоники. В фациальном отношении отмечаются отложения: вулканического пояса (островная цепь); шельфовой зоны у его подножия; континентального склона; глубоководного желоба.

Отложения вулканического пояса — лавы, вулканические брекчии, пирокласты и туфы, среди которых выделяются отложения сухих рек и флювиогляциальные, отличающиеся сравнительно большой окатанностью. Вследствие обрушения кровли при опустошении периферических вулканических очагов, образуются вулканотектонические впадины — грабены, депрессии, кальдеры. Размеры этих впадин в ходе вулканизма уменьшаются — они как бы телескопически вложены друг в друга. Возобновляющийся, в связи с обрушением кровли, вулканизм способствует увеличению мощности вулканических отложений вулканического пояса.

В шельфозой зоне островных цепей вулканов в фациях подножий преобладают гравитационно-перемещенные отложения, близкие к первому типу (молассы и др.).

В шельфовой зоне отлагаются также вулканические пески и грубо-обломочные туффиты с примесью невулканогенного материала.

Отложения континентального склона характеризуются граувакками с примесью грубообломочного материала, сменяющиеся к подножью континентального склона вулканогенно-флишоидными отложениями.

Для глубоководного желоба характерны песчано-глинистые отложения, кремнисто-вулканогенные и другие продукты вулканогенно-осадочных формаций. Значительную роль играют гравитационные потоки со склонов желоба, нарушающие фаціальную последовательность.

Вследствие миграции тектонических зон геосинклинальной области происходит усиление в процессе эволюции геосинклинали и ее разделения на прогибы и поднятия. В основании вулканогенно-осадочных формаций широко распространены терригенные песчано-сланцевые толщи, знаменующие этап общего прогибания геосинклинали, с возможным привнесом вулканогенного материала из соседних вулканических поясов, лежащих в пограничных зонах между континентом и океаном. С появлением поднятий вулканизм, сначала подводный, а позже островной, усиливает доставку вулканического материала в бассейны. Прогибы и желоба у подножья вулканических поясов заполняются вулканогенно-осадочными толщами.

При этом на процесс миграции тектонических зон геосинклинальной области накладываются вулканотектонические обрушения, происходящие в вулканических поясах после массовых вулканических извержений.

В соседних прогибах при волнообразной последовательности опусканий и поднятий осадочно-вулканогенные породы перемежаются с лавами, которые изливались в период изменения знака вертикальных движений, а также стекали из смежных с прогибами поднятий, увенчанных вулканами. Эта картина связи вулканических формаций с различными типами движений отчетливо вырисовывается в современных подвижных поясах.

Образование кремнисто-сланцевых толщ происходит в прогибах, расположенных на значительном расстоянии от вулканических поясов. К таким прогибам относятся в современных геосинклинальных областях глубоководные впадины и океанические желоба. Если скорость прогибания бассейна осадкообразования превосходит скорость накопления осадков, то вверх по разрезу происходит смена мелководных отложений глубоководными.

Принято считать, что при вулканизме происходит смена осадков от глубоководных к мелководным, связанная с преобладанием скорости осадкообразования «ад погружением бассейна. Фактические данные убеждают, что это не так — вулканическая деятельность характеризует этап вертикального поднятия, область которого, на фоне контрастных движений, в конечном итоге расширяется до орогенеза. Аккумулятивные вулканические сооружения являются надстройками над структурным поднятием фундамента, сменяющимся опусканием в межвулканические этапы.

Замыкание геосинклинали выражается в расширении внутренней геоантиклинальной зоны и обмелении краевых впадин. У подножья молодого орогена образуются молассы. В заключение весь ороген поднимается над уровнем моря.

Океанологические исследования современных осадков в районе Курильских островов показали роль современных вулканических процессов в образовании отложений в глубоководных желобах. Это позволяет сопоставить современное осадкообразование с осадочными и вулканоген-

но-осадочными процессами в древних геосинклинальных областях. Пирокластический и обломочный материал с островных и подводных вулканов Курильских островов играет важную роль при образовании морских осадков в соседних прогибах. Перенос осуществляется реками, временными потоками, обвалами, морской абразией, цунами, мутьевыми потоками, ветром.

Вследствие обильного переноса вулканических горных пород морские осадки во впадинах по составу сходны с пирокластикой. Поэтому вулканизм островных дуг является главным поставщиком материала, заполняющего соседние морские прогибы и глубоководные желоба и образующего вулканогенно-осадочные формации андезитового состава.

Гидротермальная и вулканическая деятельность являются факторами чрезвычайно быстрого разложения горных пород, превращающихся в глины, легко уносимые в море.

В течение голоцена вулканические взрывы и лавовые потоки перенесли в море, по подсчету океанологов, несколько сот кубических километров вулканического материала; не меньше этого смыто при абразионном разрушении берегов Курильских островов.

### **ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ КАМЧАТКИ**

Вследствие того, что исходной позицией геосинклинального вулканизма являются геосинклинальные впадины (троги), в основании вулканогенно-осадочных формаций залегают толщи осадочных пород (глинисто-песчаных), образованных в процессе погружения впадин. Эти осадочные формации в геосинклинальной области предствлены тонкообломочными толщами, свидетельствующими о том, что так называемый вулканизм спилито-кератофирового типа (инициальный, по Штилле) вступает в действие не сразу после образования геосинклинали, а позднее, когда длительное погружение геосинклинали сменяется подводными поднятиями. В дальнейшем образуются островные дуги с мощным андезитовым вулканизмом.

Такая закономерность прослеживается в Камчатской геосинклинальной области особенно хорошо, начиная с верхнего мела. При этом наблюдается выдержанная зональность в строении геосинклинали, развивавшейся в виде серии прогибов. В тылу молодой геосинклинальной области находился молодой ороген, и характер верхнемеловых отложений в северо-восточной части Пенжинского района соответствовал отложениям в прогибе у его подножья. Здесь характерны грубозернистые породы, с угленосными прослоями и незначительной ролью вулканических пород. К юго-востоку и юго-западу увеличивалась роль глубоководных геосинклинальных отложений.

Рассматривая фациальную зональность верхнемеловых отложений, можно четко проследить, как глубоководные прогибы, заполненные мощными осадочными толщами, в дальнейшем мелеют и в процессе поднятия и вулканизма преобразуются в цепи вулканических островов, площадь которых захватывает все большие районы. При этом прогибы смещаются в юго-восточном направлении к Тихому океану, соответственно миграции геосинклинальной области. В этом же тихоокеанском направлении смещается последовательное образование все более молодых серпентинитовых и вулканических поясов.

Соответственно смещение раннеорогенных зон по направлению к Тихому океану подчеркивается образованием все более молодых поясов игнимбритового вулканизма: верхнемелового — в охотском вулканическом поясе, неогенового — в Срединном Камчатском хребте, четвертичного — в восточном вулканическом поясе Камчатки.

Верхнемеловая геосинклинальная область, протягивающаяся от Корякского нагорья до Японии, через Камчатку и Курильские острова, на расстоянии нескольких тысяч километров характеризуется четкой вертикальной и горизонтальной, вкрест простирающейся, зональностью отложений.

Нижняя часть геосинклинальной формации представлена мелко- и среднезернистыми осадками, лишенными вулканических продуктов. Толща аргиллитов и песчаников лесновско-хозгонской свиты, подстилающая ирунейскую, в месте стыка постепенно переходит от аргиллитов темной окраски в буро-зеленые. Кремнистые яшмы, лежащие в основании ирунейской свиты, содержат обломки иноцерам и радиолярий. Яшмы постепенно сменяются песчаниками из обломков вулканогенных пород основного и среднего состава.

Крупность обломков возрастает вверх по разрезу. В основании слоев появляются вулканобрекчии темных лав, образующие крупные горизонты. Отдельные слои сложены брекчиями, переходящими вверх по разрезу в обломочные породы, уменьшающиеся по крупности зерен до аргиллитов. Вверху разреза все более возрастает роль вулканических пород от основных и средних по составу, переходящих к субщелочным, к концу вулканического цикла.

Следовательно, ирунейская вулканогенно-осадочная серия сложена в основании аллохтонными кремнисто-вулканическими отложениями, перенесенными из смежных вулканических поясов, в то время как вверху разреза появляются автохтонные вулканические толщи, накопившиеся в условиях тектонического поднятия. При этом происходило обмеление геосинклинального бассейна, и источником вулканических продуктов являлись вначале подводные вулканы, а затем и вулканические острова, у берегов которых отлагались грубые обломочные породы. Наблюдаются резкие фациальные переходы и многочисленные тектонические несогласия в связи с частой сменой знака движений соседних блоков.

Таким образом, среди геосинклинальных формаций вулканические толщи характеризуют определенные этапы структурообразования в тектонической истории геосинклинали, которым свойственна морфология подводных вулкано-тектонических поднятий островных дуг и глубоководных желобов, проходящих различные стадии эволюции.

Лесновско-хозгонская серия терригенных пород, согласно подстилающих ирунейскую свиту, вероятно, может быть отнесена к осадкам, отложенным в геосинклинальном океаническом прогибе, отделенном тектоническим барьером от вулканического пояса.

Образование ирунейской толщи происходило после разрушения этого барьера (типа внешней зоны островных дуг), когда в глубоководную впадину (типа современного океанического желоба), начали поступать продукты вулканизма из вулканического пояса (типа Большой Курильской островной цепи). Все изложенное подтверждается данными о современных осадках, полученными при океанологических исследованиях. В глубоководном желобе Миндонао на глубине 7710 м найдены осадки, состоящие из переслаивающихся разномерных обломков лав андезитов, слагающих хребет, прилегающий к желобу. Кремнисто-глинистый состав имеют алевропелиты, встречающиеся в отложениях Курило-Камчатского и Алеутского желоба. Отложения мутьевых потоков, характеризуются градиционной слоистостью, с грубозернистыми обломками в основании и мелкозернистыми обломками и пелитами вверху.

Такого типа отложения известны в ирунейской толще, где при глубоководном типе пелитовых отложений встречаются грубозернистые обломки вулканических пород, объясняемые мутьевыми потоками и течениями. Большая мощность отложений и сходство фаций позволяют

сопоставлять условия геосинклинальных отложений верхнего мела третичными и с современными.

Дальнейшее формирование толщи происходило при все более усиливающемся притоке вулканического материала в постепенно (мелеющий бассейн. Из разреза исчезают кремнистые породы, а размеры вулканических обломков увеличиваются. Можно предполагать, что наступает инверсия и лежащая выше кирганикская толща сложена уже отложениями вулканов подводной, а затем и надводной цепи вулканических островов, поднятие которой осушило позднемеловой геосинклинальный прогиб.

На примере геосинклинальных областей Кавказа и Урала А. Б. Ронов (1961) показал, что увеличение скоростей погружения геосинклинальных впадин сопровождалось резким увеличением интенсивности вулканических процессов.

При сопоставлении этих данных с материалами по истории геосинклиналей Камчатки становится ясно, что сопряженные поднятия и опускания сопутствовали вулканической деятельности. Фациальные условия осадкообразования позволяют четко различать зоны формирования осадочно-вулканогенных пород в морских прогибах и вулканогенно-пирокластических пород в вулканических поясах. Таким образом, связывая интенсивность вулканической деятельности с вертикальными колебаниями земной коры, мы отмечаем приуроченность излияний к поясам вулканотектонических поднятий. При этом не может вводить в заблуждение тот факт, что мощные вулканические толщи залегают в прогибах. Вулканогенно-осадочные отложения играют здесь такую же роль, как и осадочные терригенные толщи.

Связь вулканических процессов пульсацией поднятий и опусканий дает основание относить вулканические пароксизмы к фазам поднятий, а паузы в вулканизме — к эпохам опусканий под влиянием гравитационных сил. Следует напомнить, что в палеозое Западной Европы геосинклинальные области имели аналогичный стиль развития (Бубнов, 1960). В нижнем девоне центральная, наиболее глубокая часть геосинклинального бассейна, заполненного в процессе погружения мелководными фациями глин и песчаников, была разделена геантиклиналью (Зигерландский порог), образовавшей остров, разделивший геосинклинальный бассейн на два рукава. С этим поднятием была связана сильная вулканическая деятельность (туфы, кератофиры). Разнообразные островные и береговые вулканические фации здесь известны вплоть до нижнего карбона (диабазы, лавы основного типа, туфы и т. д.).

Такая же последовательность эволюции геосинклинальной области в девоне отмечается на Северном Кавказе. Здесь среднедевонский геосинклинальный прогиб заполнен песчано-сланцевой толщей, а вверх по разрезу, в связи с ростом внутригеосинклинальных поднятий, увеличивается роль вулканического материала. Живетский и франкский ярусы сложены мощными вулканогенными толщами (спилиты, кератофиры) согласно, а в зонах поднятий через регрессивные конгломераты, сменяющимися терригенно-карбонатными отложениями. Анализ фаций геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений палеогена в Севанской геотектонической зоне (Мкртчян, 1962) позволяет понять связь осадочно-вулканогенных толщ с прогибами по окраинам срединного поднятия, являющегося зоной вулканизма и размыва в верхнем эоцене.

### **ТРЕТИЧНЫЕ ФОРМАЦИИ**

В третичное время фациальные условия осадкообразования в разных районах Камчатки были различны. В Западной Камчатке, на размывтой поверхности верхнемелового складчатого фундамента, лежит мощная толща позднегеосинклинальных морских отложений мощностью более

10 км. Вулканогенно-осадочные отложения относятся здесь к типу аллохтонных и перенесены из вулканического пояса Срединного хребта. Лишь в олигоцене— раннем неогене был образован Западнокамчатский вулканический пояс. С ним связаны извержения андезитов дацитов, и их туфов в районе Тигильского поднятия (вулканогенные аналоги амининской нижнемиоценовой свиты), а также толща андезитов мощностью более 300 м, вскрытая буровыми скважинами у р. Ваямполки. Крупным вулканическим массивом в этом поясе является мыс Хайрюзово, сложенный базальтами, андезитами и их туфами.

В Паланской впадине толща кинкильских андезитов (нижний — средний миоцен) и эффузивы южной части впадины продолжают этот вулканический пояс, в котором действовали подводные и субаэральные вулканы. Таким образом, вулканический пояс, приуроченный к внутригеосинклинальным поднятиям, поставлял, наряду с вулканическим поясом Срединного хребта, вулканические осадки в геосинклинальные прогибы Западной Камчатки.

В южной части Западной Камчатки — в Большерецкой впадине и на юг от нее — неогеновые осадочные отложения, по мере приближения к Срединному хребту, почти полностью замещены вулканогенными автохтонными отложениями кавранской серии. При этом в верхах разреза преобладают кислые эффузивы и их туфы.

Центральная Камчатка в третичное время была областью образования автохтонной вулканической формации мощностью 3 — 5 км. В основании залегают продукты подводного вулканизма, спилито-кератофировая толща (крапивницкая свита). Постепенное воздымание вулканотектонического пояса, увенчанного подводными вулканами, вызвало обмеление морского бассейна и появление надводных вулканов — островов.

Восточнее вулканической островной цепи шло отложение морских илов в прогибах, обрамляющих подводную кордильеру. В среднем миоцене, на фоне колебательных движений, площадь вулканического архипелага расширилась; автохтонная толща андезитов, дацитов, их туфов и пеплов образовала березовскую свиту.

Продолжавшееся поднятие Срединного хребта в верхнем миоцене создало крупный вулканический массив, окаймленный с запада и востока бассейнами, где отлагались осадочно-вулканогенные толщи. Конец неогена отличался мощным субаэральным вулканизмом с кислыми андезитами, дацитами, пепловыми туфами и игнимбритами.

В Восточной Камчатке отмечается большое сходство палеоген-нижнемиоценовых пород с верхнемеловыми, позволяющее говорить о непосредственной смене верхнемеловых отложений в геосинклинальных бассейнах третичными.

В третичное время Восточная Камчатка является областью резкой дифференцированности структур — глубокие геосинклинальные прогибы перемежаются с вулканотектоническими поднятиями. Отложения палеогена, представленные главным образом осадочно-терригенными фациями, в неогене сменяются вулканогенными. В восточном направлении увеличивается дифференцированность структур, и возрастает роль вулканогенных пород в верхней части разреза.

Центральный Камчатский прогиб в третичное время был районом преобладающего накопления морских и вулканогенно-осадочных толщ аллохтонного типа. Мощность неогена 3—4 км.

У восточного подножия мезозойской Кордильеры были расположены глубокие прогибы, в которых накапливались флишоидные нефтеносные толщи. Вследствие неогеновых тектонических поднятий они сохранились не везде, и местами эрозией были выведены на поверхность породы мезозойского фундамента. К концу третичного времени морские геосинкли-

нальные бассейны отступают в восточном и южном направлении, а области поднятий охватывают региональные вулканические излияния.

Краевой пояс вулканизма в нижнетретичное время проходил вдоль современных восточных мысов Камчатки. Однако этот пояс нельзя рассматривать как аналог срединного вулканического пояса, где вулканизм развивался в структурном трогге, на фоне вулканотектонических поднятий, переходя от стадий подводного вулканизма к вулканизму островных дуг. Скорее этот пояс сходен с тыловым западным поясом, где на поверхности эродированной меловой Кордильеры лежат пологосмятые палеогеновые отложения.

На Кроноцком полуострове и Камчатском мысу толща палеогеновых базальтов, переслаивающаяся с лигнитами, смята в пологие складки, на эродированной поверхности меловых отложений.

Западный вулканический пояс Восточной Камчатки в нижнетретичное время лежал вдоль современного восточного камчатского хребта. Вулканогенная автохтонная толща представлена здесь переслаивающимися покровами андезитов, пирокластике и песчаников из обломков вулканических пород (кытылгинская свита — верхнеолигоценового-нижнемиоценового возраста) мощностью 1 км. Глубокие узкие прогибы между вулканическими поясами были заполнены мощными аллохтонными вулканогенно-осадочными толщами. К их числу относится богачевская толща флишеидного типа, отличающаяся битуминозностью. Ее мощность 6—7 км. Незначительную роль играют продукты подводных излияний (спилиты, шаровые базальтовые лавы, измененные зеленокаменные туфы) в условиях подводных вулканотектонических поднятий. Близ вулканических островов отложения толщи отличаются мелководным характером и преобладанием вулканических пород.

Для залегающей выше тюшевской (нижнесреднемиоценовой) толщи, отделенной несогласием от нижележащих пород (курульская складчатость), характерна мелководность бассейнов отложения и близость субаэральных вулканических построек, доставлявших в морские бассейны пеплы андезитового и дацитового состава (в западном вулканическом поясе) и продукты подводных излияний базальтов и андезито-базальтов — в области восточных полуостровов.

В позднем миоцене — раннем плиоцене вулканы Восточного хребта действовали на суше, окаймляющей все более мелевшие прогибы, в которых отлагались аллохтонные толщи кавранского времени. Алеутская складчатость осушила значительную часть территории восточного бассейна.

В плиоцене преобладал вулканизм кислого типа, и вулканические эксплозии рассеивали на большей территории кислые пеплы и пемзы. В конце плиоцена происходило отложение в вулканотектонических депрессиях вулканогенно-континентальных и озерно-аллювиальных отложений.

#### **ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ФОРМАЦИИ**

Четвертичный этап геологической истории Камчатки характеризуется смещением геосинклинального прогиба, сопряженного с вулканическим поясом к востоку, а миогеосинклинального тылового прогиба — к западу.

Восточный вулканический пояс и внешняя зона мысов являются главным источником вулканогенного и терригенного материала для камчатского глубоководного желоба, в котором отлагается аллохтонная вулканогенно-осадочная серия пород.

В миогеосинклинальном восточноохотском прогибе происходит накопление песчано-глинистых пород, а Большие Курильские острова являются поднимающейся геоантиклиналью, увенчанной вулканами. У восточ-



ного ее подножья отлагаются вулканогенно-осадочные аллохтонные серии, а у западного, в южноохотской впадине, происходит отложение автохтонной вулканогенной толщи, связанной с подводным вулканизмом.

В вулканических поясах Камчатки и Большой Курильской островной группы идет накопление континентальной автохтонной вулканогенной серии пород.

Четвертичный возраст прогибов и желобов, окаймляющих вулканический пояс Камчатки и Курильских островов, позволяет предполагать здесь заложение новой геосинклинальной области. Однако формирующаяся в вулканическом поясе наземная андезитовая формация, с интрузиями диоритов и гранодиоритов, должна быть отнесена к поздним этапам геосинклинальной истории, с соответствующим характером отложений в прилегающих впадинах. Поэтому четвертичный этап геосинклинального развития Тихоокеанской окраины Азии следует рассматривать как позднюю стадию развития мезо-кайнозойской геосинклинали, сопровождающийся формированием орогенного пояса на Камчатке. Это представление находится также в соответствии с позднеогиевым четвертичным этапом извержений пепловых туфов больших объемов, свойственных раннеорогеновой стадии геосинклинального процесса.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработка представлений об автохтонных и аллохтонных вулканогенно-осадочных формациях связана с дальнейшей детализацией строения структурно-вулканических поясов Камчатки и выяснением фациальных и тектонических условий образования месторождений полезных ископаемых.

Изучение трансгрессивных седиментационных циклов и их палеогеографических условий важно для направления поисков нефти и газа. Регрессивные отложения имеют важное значение для поисков угленосных толщ.

Поиски колчеданных месторождений связаны с вулканогенно-кремнистыми формациями в зонах подводного вулканизма. Аллохтонные кремнисто-терригенные формации и вулканогенно-кремнистые формации рассматриваются как возможные коллекторы фосфоритов и марганца.

Расчленение вулканотектонических поясов и седиментационных прогибов является одной из важнейших проблем вулканической геологии Камчатки.

### ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.—БМОИП, 1965, № 6.
- Бродская Н. Г. Литолого-тектонические комплексы в третичных отложениях Сахалина.—Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.
- Бубнов С. Основные проблемы геологии. 1960.
- Ронов А. Б. Триассовые литологические формации мира.—Сов. геология, 1961, № 1.
- Страхов Н. М. К вопросу о значении вулканического процесса в осадочном осадкообразовании.—Сов. геология, 1962, № 9.
- Мкртчян К. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа.—Изв. АН СССР, серия геол. 1962, № 2.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных формаций. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

## О СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФАЦИИ МЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА ГРУЗИИ

На Кавказе меловой вулканизм представлен в виде четырех толщ, приуроченных к разным геотектоническим структурам, и, соответственно, имеющих разный состав, а именно: 1) — меловая вулканогенная толща Аджаро-Триалетской геосинклинали, которая пользуется наибольшей известностью, представлена авгитовыми и роговообманковыми порфиритами, и пирокластами; по возрасту она включает образования от конца альба до сенона. Аналогичного состава толща, но только верхнемелового возраста, известна в Севано-Акеринской геосинклинали; 2) — сеноман-маастрихтского возраста толща кислых эффузивов (дациты, альбитофиры и пирокласты), приуроченная к предгорному прогибу Сомхито-Карабахской зоны; 3) — турон-сенонская толща альцимоновых базальтов, пикрит-базальтов, трахитов, фоналитов, встречающаяся исключительно в периферических частях Закавказской глыбы, и 4) — изученная за последние годы вулканогенная толща альб-сеноманского возраста в меловой геосинклинали южного склона Большого Кавказа, представленная роговообманковыми, реже авгитовыми порфиритами и их пирокластами, имеющими в общем андезитовый состав. Но выходы этих пород в меловых отложениях, как выясняется по данным последних лет, имеются и гораздо южнее, вплоть до периферии грузинской глыбы. Например, в окрестностях г. Кутаиси установлено наличие туфобрекчий в верхней части альбских отложений.

Петрологическая природа этих четырех толщ в связи с геотектонической историей Кавказа нами охарактеризована ранее (Дзоценидзе, 1948, 1964). Поэтому здесь коснемся лишь изученных нами субвулканических тел мелового возраста из окрестностей г. Кутаиси, которые прежде нами же были отнесены к верхнему эоцену (Дзоценидзе, 1948).

Диоритовые породы окрестностей г. Кутаиси упоминаются впервые у С. Симоновича (1875), а позже у Мефферта под названием порфиристов (1930). А. И. Джанелидзе (1940) указал на наличие здесь двух интрузивных тел: 1) — на левом берегу р. Риони, залегающего между батской угленосной и верхнеюрской пестроцветной свитами, 2) — на правом берегу р. Риони, залегающего в батской песчано-глинистой толще. Кроме того, А. И. Джанелидзе отметил породу, аналогичную левобережному интрузиву, секущую нижненеокомские известняки в окрестностях с. Годогани.

На схеме (рисунок) показаны выходы этих двух массивов и сопровождающих их жил. Массив на правом берегу р. Риони, выходящий на шоссе Кутаиси-Мамисонский перевал, приблизительно на расстоянии 3 км от Кутаиси, мы называем Кватапским (по названию местности). Он залегает среди глинистых сланцев бата, имея в периферических

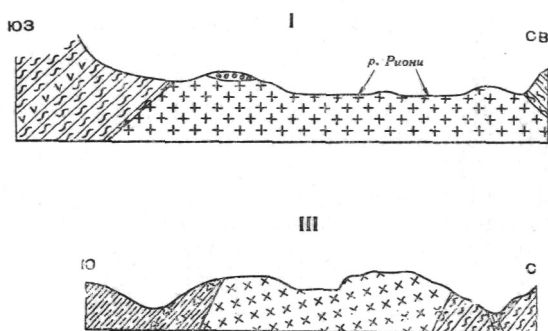
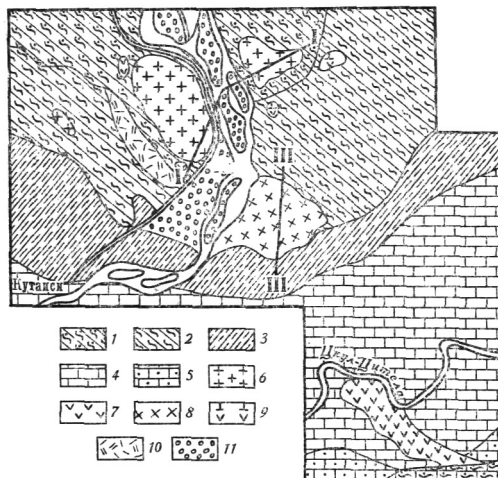


Схема геологического строения района выходов субвулканических массивов

1 — нижний бат; 2 — угленосная толща, верхний бат; 3 — пестроцветная свита, киммеридж; 4 — неском и баррем; 5 — апт. альб, сеноман; 6 — кватапский диорит; 7 — жильная фация кватапского массива (диорит-порфириты); 8 — мцванскавильский габбро-диорит; 9 — жильная фация мцванскавильского массива; 10 — долерит; 11 — древняя терраса р. Риони

частях ясно выраженное сферическое выветривание; в центральной же части выходит свежая порода с грубо параллелепипедальной отдельностью. Сверху массив перекрыт террасой р. Риони. Главная восточная часть массива размыта и скрыта под современным руслом р. Риони. Но вблизи от левого берега, в реке, есть небольшой выход аналогичной породы, а на левом берегу, выше по склону, обнажается значительное тело, уходящее под падающими на восток глинистыми сланцами бата. По этим данным, ниже приведен разрез через массив с запада на восток, из рассмотрения которого можно заключить, что форма залегания массива более всего соответствует лакколиту, от которого в обе стороны отходят апофизы, представленные в виде сопровождающих массив жил диоритовых порфиритов, характеризующихся наличием игольчатых фенокристаллов роговой обманки, отсутствующих в главном массиве.

Жила на правом берегу залегает согласно во вмещающих сланцах бата, имеет мощность до 50 м, и выходит ниже по течению реки, приблизительно на расстоянии 0,5 км от главного массива. На левом берегу жила имеет мощность не более 7 м; залегает она также согласно среди сланцев и заметно обогащена цеолитами. Наиболее мощная жила аналогичного состава обнажена в окрестностях с. Годогани, по р. Цхалцитела,

где сечет нижнеокомские известняки. Левобережный массив, называемый нами мцванеквавилским (по местности), выходит чуть ниже (около 1,5—2 км) по течению р. Риони и залегает между верхнеюрской пестроцветной свитой, образующей кровлю, и песчаниками угленосной свиты. У кровли массив содержит большое количество ксенолитов пород пестроцветной свиты.

У подошвы песчаники сильно осветлены, пиритизированы. Как в пестроцветной, так и в угленосной свите имеются небольшие, главным образом секущие апофизы этого массива.

**Петрографическая характеристика.** Порода Кватапского массива имеет полнокристаллическую порфиловую структуру, причем к периферии она делается более мелкозернистой, Главную массу породы образуют фенокристаллы плагиоклаза, авгита и роговой обманки, промежутки между которыми выполнены мелкозернистой массой гипидиоморфной структуры, сложенной теми же минералами и незначительным количеством ксеноморфного кварца. Плагиоклаз значительно преобладает над другими компонентами, всегда зонален с составом зон от № 13 по периферии до № 62 в ядре; третья от края зона имеет состав плагиоклаза № 27 и повторяется три раза, чередуясь с плагиоклазом № 35. Иногда встречается зональность с рекурренцией. Авгит свеж, идиоморфен, бесцветен ( $c : Ng - 38-40^\circ$ ). Фенокристаллов роговой обманки ( $c : Ng - 20-22^\circ$ ) гораздо меньше, чем авгита, но в основной массе ее больше. Крупные зерна ее всегда изъедены по краям, и вокруг них скопляется мелкочешуйчатый биотит, но опацификация не заметна. Биотит, как и кварц, явно ксеноморфен. Биотит присутствует в незначительном количестве, часто замещая амфибол, реже — авгит. Мелкие чешуйки хлорита в мелкозернистой массе, по-видимому, также образовались за счет биотита. В образцах из центральной части массива, в отличие от периферии, отмечается много сфена вокруг или внутри зерен роговой обманки, наличие скоплений фенокристаллов авгита, присутствие двух-трех зерен зеленого эпидота. В промежутках мелкозернистой массы, кроме кварца, редко встречается пластинчатый цеолит, еще реже — изотропный анализим.

В некоторых шлифах видны ксенолиты Мцванеквавилского шширового диорита, обнажающегося на левом берегу р. Риони. Ксенолит, а также участки близ него, содержат крупные зерна роговой обманки, причем в породе они интенсивно резорбированы и вокруг них скопляются мельчайшие зерна авгита, рудного минерала и сфена.

Порода из левобережного продолжения Кватапского диорита отличается от уже описанных в основном лишь присутствием кварца в большем количестве и более крупнозернистого, иногда с резорбированными краями, весьма напоминающая ксенолиты. В образце из самой верхней части левобережного выхода много ксенолитов как зеленой, так и баркевикитовой роговой обманки, причем обе они резорбированы, и вокруг них скопляются хлорит и зерна синеватого апатита. Внедрившиеся в сланцы мелкие апофизы не содержат цветного компонента и представлены диорит-аплитами.

Таким образом, Кватапский массив слагается из нормального авгитового диорита, который лишь на периферии переходит в кварцевый диорит, а мелкие апофизы его сложены диорит-аплитом.

Породы из жил, сопровождающих Кватапский массив, по составу не отличаются от него, но по краям жилы имеют фельзитоподобную основную массу, которая в центре является микродиоритовой. Фенокристаллы в них также представлены зональным плагиоклазом, зеленой роговой обманкой и бесцветным авгитом.

Присутствуют ксенолитные зерна кварца. Здесь больше цеолита, который выполняет промежутки между зернами или встречается вместе

с кварцевыми скоплениями и представлен гейландитом или заметно пелитизированным мезолитом.

Порода Мцванеквавилевского массива характеризуется резко выраженной порфировой структурой и представлена авгит-роговообманковым диорит-порфиритом.

Мелкозернистая микродиоритовая основная масса породы состоит из зонального плагиоклаза (№ 35 в ядре и № 25—на краю), бесцветного авгита, рудного минерала и небольшого количества бесцветного цеолитового базиса, иногда вместе с анальцимом. Фенокристаллы: плагиоклаз № 55 в ядре и № 20 в краевой части, большое количество зеленой роговой обманки, яснозональной с внешней более темно-зеленой  $cNg-17^\circ$  и центральной светло-зеленой с  $c : Ng-22^\circ$ ; вокруг всех зерен роговой обманки скопляется небольшое количество мелких зерен рудного минерала и авгита. Кроме них, в виде фенокристаллов встречается бесцветный или чуть зеленоватый авгит в небольшом количестве и в виде зерен меньшего размера, чем роговая обманка.

Цеолит местами образует неправильные скопления, иногда вместе с кальцитом заполняет промежутки между фенокристаллами или замещает плагиоклаз. Темный силикат (по подсчету в двух шлифах) содержится в количестве в среднем 24,8%, из них 20,7% роговой обманки и лишь 4,1% приходится на авгит, что отличает его от Кватапского массива, где ведущим цветным минералом является авгит.

Сопровождающие Мцванеквавилевский массив жилы представлены двумя разновидностями: роговообманковыми диорит-порфиритами (четыре жилы) и роговообманково-авгитовыми диорит-порфиритами (три жилы). Первые имеют основную массу из мельчайших микролитов плагиоклаза и фельзитового базиса, местами пятнисто замещенного эйфитом. Фенокристаллы — зональный плагиоклаз в ядре № 58 и зеленая роговая обманка; плагиоклаз большей частью свеж, но часто изрезан тонкими жилками цеолита; роговая обманка с  $c : Ng-20^\circ$ , интенсивно кальцитизирована. Пироксена свежего нет, но есть типично пироксеновые разрезы, замещенные кальцитом и почти изотропным хлоритом. Роговой обманки в два раза больше, чем замещенного кальцитом пироксена.

Роговообманково-авгитовые жилы отличаются от описанных свежестью и резким преобладанием авгита над роговой обманкой (соответственно 16% и 5,5%).

Мцванеквавилевский массив содержит большое количество шпиров, представленных в основном четырьмя разновидностями; 1) крупнозернистое авгит-роговообманковое габбро, 2) богатые авгитом меланократовые шпирь, 3) богатые роговой обманкой шпирь и 4) горнблендит. Эти шпирь и процесс изменения многочисленных ксенолитов, за счет которых они в большинстве случаев и образовались, детально описаны нами ранее (Дзоценидзе, 1948а).

По химическому составу описанные диориты полностью аналогичны авгит-роговообманковым порфиритам меловой вулканогенной толщи как Аджаро-Триалетской геосинклинали, так и геосинклинали южного склона Большого Кавказа (Дзоценидзе, 1948б).

Наибольший интерес представляет возраст этих пород и условия их формирования. Ранее, когда мы изучали диориты окрестностей г. Кутаиси, наличие мелового вулканизма южного склона Большого Кавказа еще не было установлено. Поэтому мы, исходя из большого петрографического сходства с роговообманковыми диоритами Дзамского массива из Аджаро-Триалетского хребта, допускали их верхнеэоценовый возраст. При этом мы исходили из того, что жилы этих пород секут баррем, а на Малом Кавказе после верхней юры наиболее мощный вулканизм имел место в эоцене. Таким образом, приходилось допускать, что из магма-

тических очагов, расположенных под Аджаро-Триалетской геосинклиналью, магма по отдельным глубинным разломам мигрировала к северной периферии грузинской глыбы, что казалось не совсем естественным. Открытие мелового вулканизма на южном склоне Большого Кавказа, следы которого обнаружены и в окрестностях г. Кутаиси в виде вулканических брекчий в альбе, заставило по-новому подойти к решению вопроса о возрасте кутаисских диоритов. На помощь пришел и абсолютный возраст, который, по определению калий-аргоновым методом в лаборатории Геологического института АН ГрузССР (М. Рубинштейн) оказался равным  $116 \pm 11$  миллионам лет, что соответствует альбу. Это хорошо согласуется и с тем фактом, что жилы этих массивов секут только баррем. Таким образом, альбский возраст кутаисских диоритов как будто не может вызывать сомнения. Это позволяет легко решить вопрос, каковы же глубины, на которых проходило формирование этих двух массивов и сопровождающих их жил.

Мощности отдельных свит юры и мела окрестностей г. Кутаиси, которые уже существовали в альбе, таковы (*м*):

Свита листоватых сланцев	бата . . . . .	200
Угленосная свита . . . . .		.100
Пестроцветная свита юры . . . . .		.150
Нижний мел . . . . .		300
	Всего . . . . .	750 <i>м</i>

Кватапский массив залегает в верхней части свиты листоватых сланцев, в связи с чем надо считать, что мощность осадочного покрова над ней была около 600—650 *м*. В этих условиях получилась полнокристаллически-порфировая структура, которая на периферии массива делается чуть более мелкозернистой, но все-таки остается полнокристаллической, без каких-либо признаков аморфного стекловатого вещества. В то же время жила, мощностью до 30 *м*, залегающая в той же свите приблизительно на 50 *м* выше главного массива, в периферических частях имеет фельзитоподобную основную массу и лишь в центральной части делается мелкозернистой. Как видно, в гипабиссальных условиях размеры остывающего магматического тела имеют не менее важное значение для условий кристаллизации, чем глубина залегания. Это подтверждается и наблюдениями над Мцванеквавильским массивом, который залегает между угленосной и пестроцветной свитами, т. е. глубина его формирования приблизительно на 200 *м* меньше, чем у Кватапского массива, и составляет 400—450 *м*. Структура пород этого массива — резко выраженная порфировая, с микродиоритовой основной массой и более мелкозернистой, чем у Кватапского массива. Жилы, сопровождающие этот массив и остывающие почти на той же глубине, что и массив, всегда имеют основную массу, близкую к гиалопилитовой, состоящую из мельчайших микролитов плагиоклаза, зернышек рудного минерала и фельзитового базиса. При этом нет разницы в структуре основной массы между жилами, залегающими в кровле массива, в пестроцветной свите, и жилами, приуроченными к подошве массива — к угленосной свите. Если учесть, что разница глубин остывания для них составляет около 150—200 *м* (мощность мцванеквавильского интроформационного тела), станет очевидным, что и здесь появление стекловатого базиса в дайках обусловлено их малыми размерами (обычно мощностью 1—2 *м*), так как формировавшийся на той же глубине Мцванеквавильский массив не содержит стекла. Обилие роговой обманки в этих породах объясняется именно субвулканическими условиями их застывания. По-видимому, в окрестностях г. Кутаиси были отдельные трещины, по которым лаве удалось вырваться на поверхность. Это, естественно, происходило южнее

Кутаиси, где такие свиты, как батские листоватые сланцы, отсутствовали. Этим следует объяснить накопление небольшой мощности туфобрекчий в альбе в окрестностях с. Годогани, в 50 км от г. Кутаиси, в которых обломки представлены роговообманковыми порфиритами, совершенно аналогичными описанным выше породам из жил Мцванеквавильского массива.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе. Тбилиси, 1940.
- Дзоценидзе Г. С. Молодые диоритовые породы окрестностей г. Кутаиси. Изд-во Тбил. гос. ун-та, 1948а.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1948б.
- Мефферт Б. М. Юрские отложения Имеретин. Изв. ГГРУ, 1930, т. XLIX, № 1.
- Симонович С. Материалы для геологии Кавказа. Т. 1. кн. 5. 1875.
- Dzotsenidze G. S. Characteristic features of the Cretaceous volcanism of the Caucasus and its relation to tectonics.— Bull. volcanol., 1964, 27.

---

**СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ  
ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ  
В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ АРМЕНИИ**

В 1962 г. вышла из печати книга «Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР», составленная группой научных сотрудников Института геологических наук АН АрмССР.

На основании приведенных в этой книге химических анализов, мною были вычислены для изверженных горных пород их средние химические составы. Полученные результаты сопоставлены со средними составами для этих же пород, по Ноккольдс, и со средними составами некоторых горных пород Камчатки и Курильских островов. Эти данные помещены в «Сборнике химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока», составленном М. И. Попковой и др.

Весь материал сведен в таблицу, при рассмотрении которой необходимо иметь в виду, что в работе Ноккольдс «Средние типы изверженных горных пород» для гранита даются три типа: 1) известково-щелочной, 2) щелочной и 3) ультращелочной, в то время как граниты Армении идут только под одной рубрикой. То же наблюдается с риолитами и некоторыми другими породами. В таких случаях для сравнения приводится только тип более близкий по химическому составу.

Кроме того, в своей работе Ноккольдс не приводит средних составов для большого ряда горных пород, которые имеются в сборнике анализов по Армении. В последнем случае из-за отсутствия сравнимого материала приводятся средние составы горных пород только Армении.

При рассмотрении таблицы видно, что вычисленные средние составы горных пород Армении заметно отличаются от средних составов пород, приведенных в работе Ноккольдс. Такое различие наблюдается у гранитов, адамелитов, гранодиоритов, липаритов, дацитов, щелочных сиенитов, трахитов, тоналитов, диоритов, анортозитов, пироксенитов, горнблендитов, перидотитов и дунитов. Надо отметить, что средние составы кислых, средних и основных пород отличаются меньше, чем ультраосновные.

Относительно сходны средние составы следующих пород Армении: липарита с риолитом, нефелинового сиенита, монцонита, габбро и базальта с их средними составами, по Ноккольдс.

Средние составы пород Камчатки и Курильских островов в некоторых случаях занимают среднее положение, но, к сожалению, в упомянутом сборнике М. И. Попковой их приведено очень мало.



Таблица

Порода	Район	Число анали- зов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Гранит	Армения	66	73,05	0,30	12,86	1,85	1,36	0,08	0,76	2,21	3,42	2,92	1,04	0,15
»	Камчатка	5	73,06	0,24	16,29	1,09	1,36	0,09	0,59	1,56	2,60	2,99	0,04	0,09
Гранит известково-щелочной	По Ноккольдс	72	72,08	0,37	13,86	0,86	1,67	0,06	0,52	1,33	3,08	5,46	0,53	0,18
Аплит	Армения	6	76,29	0,11	13,-15	1,14	0,76	0,06	0,38	1,12	3,30	3,28	0,10	0,01
Пегматит полевошпатовый	»	10	68,22	0,16	16,66	2,14	2,07	0,04	0,52	1,11	3,32	5,65	0,11	0,06
Липарит	»	17	73,40	0,21	13,74	1,35	0,82	0,02	0,36	1,17	3,55	3,89	1,39	0,10
»	Камчатка	10	74,62	0,19	13,03	1,94	0,58	0,04	0,56	1,96	4,11	2,76	0,15	0,06
Риолит известково-щелочной	По Ноккольдс	22	73,66	0,22	13,45	1,25	0,75	0,03	0,32	1,13	2,99	5,35	0,78	0,07
Кварцевый порфир	Армения	16	70,05	0,36	13,49	2,74	2,19	0,08	1,27	2,16	2,91	2,17	0,33	2,25
Кварцевый кератофир	»	3	76,10	0,26	13,70	2,51	0,57	0,24	0,65	1,62	3,55	0,68	0,12	—
Кварцевый альбитофир	»	3	75,55	0,42	13,92	1,43	0,62	0,04	0,75	1,39	3,90	1,57	0,41	—
Альбитофир	»	4	70,71	0,44	14,14	2,54	1,56	0,09	0,69	2,36	3,49	1,78	2,20	—
Плагиопорфир	»	2	69,59	0,30	14,04	6,13	1,78	—	4,00	1,08	0,72	2,36	—	—
Пехштейн	»	3	66,53	0,65	14,66	4,27	1,33	0,06	1,07	4,28	3,81	3,31	—	—
Обсидиан	»	20	73,98	0,16	13,54	0,76	1,14	0,13	1,00	1,12	3,75	4,28	0,13	0,01
Перлит	»	5	74,49	—	13,84	0,78	—	0,36	0,48	1,27	3,24	5,19	0,31	0,04
Пемза	»	25	68,41	0,34	15,15	1,77	1,08	0,10	0,64	2,10	4,49	3,70	2,09	0,11
Туф	»	5	70,25	0,34	14,18	2,70	1,59	0,07	1,14	2,85	2,82	3,21	0,85	—
Адамелит	»	1	66,40	0,15	16,74	3,18	1,42	0,06	0,36	3,49	4,89	2,91	0,40	—
»	По Ноккольдс	121	69,15	0,56	14,63	1,22	2,27	0,06	0,09	2,45	3,35	4,58	0,54	0,20
Гранодиорит	Армения	69	64,41	0,57	16,07	2,66	2,76	0,13	1,90	3,87	3,90	2,70	0,86	0,17
»	Камчатка	3	61,77	0,21	18,27	3,98	3,52	0,04	2,62	4,66	2,63	1,96	0,10	0,24
»	По Ноккольдс	65	66,88	0,57	15,66	1,33	2,59	0,07	1,57	3,56	3,84	3,07	0,65	0,21
Гранодиорит аплитовый	Армения	2	71,04	0,28	13,96	2,18	1,50	0,02	1,47	3,67	2,97	2,74	0,27	—
Гранодиорит порфир	»	22	65,27	0,47	15,64	2,26	2,21	0,09	2,69	3,59	3,55	3,72	0,30	0,21

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Липарито-дацит	Армения	12	69,80	0,43	15,52	1,55	1,03	0,06	0,59	1,93	3,96	3,93	1,20	—
Риодацит	По Ноккольдс	115	66,27	0,66	15,39	2,14	2,23	0,07	1,57	3,68	4,13	3,01	0,68	0,17
Дацит	Армения	32	65,92	0,56	16,60	2,32	1,65	0,09	1,42	3,30	4,04	3,05	0,82	0,23
»	Камчатка	16	67,29	0,45	16,09	2,45	1,99	0,17	1,29	3,73	3,97	2,00	0,51	0,06
»	По Ноккольдс	50	63,58	0,64	16,67	2,24	3,00	0,11	2,12	5,53	3,98	1,40	0,56	0,17
Андезито-дацит	Армения	24	65,76	0,70	15,89	3,14	1,55	0,07	1,14	3,03	4,23	3,30	0,79	0,09
»	Курильские острова	4	66,54	0,50	16,05	2,65	2,99	0,11	1,81	5,62	2,82	0,80	—	—
Туф пемзовый	Армения	4	65,95	0,28	17,54	2,10	0,97	0,08	1,63	3,84	3,84	3,32	0,45	—
Туфолава арктическая	»	22	64,45	0,76	16,82	3,09	0,84	0,21	1,12	3,41	4,44	4,02	0,71	0,13
Туф пламенный	»	11	63,39	0,75	17,95	2,86	1,49	0,09	1,45	4,25	3,74	3,60	0,26	0,17
Туф (еревано-ленинканский)	»	19	62,38	0,64	17,03	3,70	1,35	0,10	1,51	3,49	4,57	3,81	1,26	0,16
Туф фельзитовый	»	2	62,26	0,36	18,08	3,66	0,16	—	0,27	1,43	3,66	5,86	3,95	0,31
Кварцевый латит	»	1	63,89	0,38	17,78	2,61	1,68	—	1,86	4,20	4,54	3,45	0,20	—
Граносиенит	»	16	65,21	0,55	16,69	2,49	2,05	0,10	1,60	3,57	4,02	3,51	0,31	—
Сиенит-щелочной	»	44	57,97	0,45	19,28	3,09	2,39	0,15	1,72	4,04	4,28	5,49	0,67	0,47
»	По Ноккольдс	25	61,86	0,58	16,91	2,32	2,63	0,11	0,96	2,54	5,46	5,91	0,53	0,19
Кварцевый сиенит	Армения	5	63,98	0,46	16,75	2,44	2,32	0,05	1,53	3,18	4,02	4,67	0,60	—
Бостонит	»	3	59,36	0,14	22,36	1,86	1,35	0,14	0,48	1,65	6,42	6,20	—	—
Минетта	»	5	53,71	0,72	14,61	3,88	3,97	0,11	5,45	7,70	3,12	3,54	2,90	0,29
Трахилипарит	»	4	66,31	0,58	15,99	2,79	0,55	0,08	0,83	1,44	3,44	6,77	1,04	0,18
Трахидацит	»	3	64,94	0,69	16,48	3,38	1,03	0,05	1,00	2,37	4,58	4,54	0,94	—
Трахит	»	7	61,28	0,79	16,96	4,59	1,21	0,14	1,62	4,10	3,54	4,43	0,85	0,49
»	По Ноккольдс	24	58,31	0,66	18,05	2,54	2,02	0,14	2,07	4,25	3,85	7,38	0,53	0,20
Трахиандезит	Армения	11	59,94	1,60	17,62	3,27	1,80	0,15	1,53	4,36	5,03	3,50	0,83	0,37
Щелочной трахиандезит	»	6	53,71	0,42	22,69	2,97	2,71	0,14	2,18	5,75	4,22	5,21	—	—
Кварцевый диорит	»	40	62,24	0,46	17,23	2,89	3,58	0,10	2,60	5,75	3,17	1,98	—	—
То же	Камчатка	5	60,59	0,50	17,19	3,22	3,38	0,14	2,65	6,11	2,99	2,32	0,85	0,06
Кварцевый диорит-порфир	Армения	9	62,27	0,40	17,91	2,45	2,61	0,12	2,97	4,46	3,87	2,24	0,70	—
Тоналит	»	7	58,35	0,55	19,34	5,15	3,06	0,11	2,33	5,70	2,82	2,12	0,47	—
»	По Ноккольдс	58	66,15	0,62	15,56	1,36	3,42	0,08	1,94	4,65	3,90	1,42	0,69	0,21

Таблица(продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Диорит	Армения	20	56,09	0,77	17,30	4,45	4,53	0,15	3,34	6,24	3,39	1,83	0,61	1,30
»	По Ноккольдс	50	51,86	1,50	16,40	2,73	6,97	0,18	6,12	8,40	3,36	1,33	0,80	0,35
Кварцевый сиенитовый диорит	Армения	1	63,08	1,03	16,88	3,28	2,07	—	2,89	4,90	3,56	2,30	—	—
Сиенито-диорит	»	12	57,32	0,57	19,72	3,11	2,63	0,19	1,95	5,20	3,15	4,47	0,77	0,92
Керсантит	»	6	53,59	0,88	19,50	2,72	5,42	0,15	4,70	6,33	3,39	1,86	0,78	0,68
Спессартино-керсантит	»		50,60	0,80	18,21	6,12	4,02	0,12	4,32	7,94	3,17	3,77	0,19	0,74
Спессартит	»	9	51,22	0,75	18,49	3,19	4,23	0,16	4,47	7,23	2,48	2,80	4,45	0,53
Одинит	»	3	53,35	0,80	17,07	6,88	4,21	0,18	3,83	8,17	3,54	1,37	0,60	—
Кварцевый порфирит	»	12	63,91	0,43	16,85	4,81	2,22	0,11	2,62	3,83	3,32	1,04	0,86	—
Диорит-порфирит	»	27	56,46	0,66	18,70	3,13	3,80	0,26	3,35	3,56	3,65	2,75	1,47	0,21
Плагноклазовый порфирит	»	12	55,19	1,10	16,78	4,98	5,08	0,11	4,06	7,85	3,39	0,96	0,50	—
Порфирит	»	25	54,79	0,80	18,69	4,42	4,36	0,27	4,09	6,33	3,54	1,54	0,72	0,45
Андезитовый порфирит	»	18	59,07	0,75	17,52	4,51	3,85	0,23	3,49	4,84	3,07	1,66	0,88	0,13
Андезит	»	37	59,57	0,72	17,46	3,66	2,57	0,10	3,01	5,77	3,33	2,58	0,95	0,28
»	Камчатка	50	58,99	0,70	17,87	3,65	3,03	0,11	3,14	6,52	3,69	1,57	0,62	0,11
»	Курильские острова	12	59,36	0,51	17,26	3,59	4,43	0,13	2,62	6,81	3,20	0,81	1,15	0,13
»	По Ноккольдс	49	54,20	1,31	17,17	3,48	5,49	0,15	4,36	7,92	3,67	1,11	0,86	0,28
Андезит роговообманковый	Армения	15	59,00	0,74	17,20	4,30	2,47	0,21	2,75	5,77	3,90	2,62	0,64	0,40
Нефелиновый сиенит	»	34	57,30	0,28	21,75	2,52	1,19	0,14	0,82	2,82	6,12	6,36	0,44	0,24
То же	По Ноккольдс	80	55,38	0,66	21,30	2,42	2,00	0,19	0,57	1,98	8,84	5,34	0,96	0,19
Пегматит нефелино-сиенитовый	Армения	15	57,24	0,30	22,46	2,36	1,69	0,11	0,97	2,22	7,10	5,20	0,32	0,03
Анальцимо-нефелино-сиенитовый аплит	»	1	56,70	0,09	23,34	1,14	0,51	0,14	0,25	1,32	8,94	6,30	1,27	—
Псевдолейцитовый сиенит	»	-11	55,21	0,09	22,87	2,35	1,52	0,14	0,64	3,24	4,56	7,77	1,41	0,20
Кварцевый монцонит	»	3	58,67	0,61	17,16	4,96	3,41	0,11	2,47	4,89	4,03	3,41	0,27	—
Монцонит		26	53,92	0,79	18,97	4,89	3,38	0,13	2,93	6,71	3,82	3,38	1,13	—
»	По Ноккольдс	46	55,36	1,12	16,58	2,57	4,58	0,13	6,67	6,76	3,51	4,68	0,60	0,44
Монцодиорит	Армения	1	58,25	0,72	15,84	3,06	6,02	0,17	3,67	7,47	3,24	1,09	0,47	—

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Нефелиновый монцонит	Армения	1	54,13	0,28	22,43	1,77	4,09	0,07	2,53	7,82	3,81	2,27		0,80
« »	По Ноккольдс	7	50,38	2,49	19,97	2,77	3,96	0,13	2,15	6,01	6,35	3,97	1,37	0,45
Эпилейцитовый порфирит	Армения	11	56,05	0,38	22,02	2,55	1,84	0,17	0,75	3,54	4,51	7,82	0,37	
Андезито-базальт порфиритовый	»	5	54,94	0,82	17,85	5,53	3,32	0,17	5,36	5,76	3,08	1,39	1,78	
Андезито-базальт	»	77	54,75	0,92	17,13	4,57	3,87	0,14	4,46	7,48	3,59	2,04	0,64	0,41
»	Камчатка	16	55,74	1,15	17,06	3,04	5,51	0,15	4,42	7,79	2,93	1,83	0,14	0,24
»	Курильские острова	И	55,05	0,70	17,59	3,76	5,78	0,14	4,31	8,78	2,61	0,71	0,40	0,17
Андезито-базальт роговообман- ковый	Армения	7	55,68	0,97	15,81	6,15	3,03	0,12	3,28	7,25	3,93	2,70	1,08	—
Оливиновый андезито-базальт	»	15	54,42	0,77	17,33	5,44	3,66	0,12	4,26	7,81	3,41	2,20	0,47	0,31
Габбро-диорит	»	21	51,74	0,86	18,44	4,34	5,71	0,17	4,34	8,07	3,05	1,47	1,81	
Габбро кварцевый	»	6	52,00	0,88	19,43	3,83	5,50	0,12	4,27	8,53	2,89	1,49	1,06	
Габбро эссекситовый	»	3	49,91	1,15	18,37	4,36	3,77	0,14	4,79	9,91	3,67	3,17	0,76	—
Габбро		48	47,98	0,86	18,07	4,96	5,16	0,15	6,24	11,22	2,35	1,19	1,71	
»	По Ноккольдс	160	48,36	1,32	16,84	2,55	7,92	0,18	8,06	11,07	2,26	0,56	0,64	0,24
Габбро-порфирит	Армения	2	48,17	0,66	15,66	5,05	7,99	0,20	8,56	12,57	1,63	0,51	—	
Габбро-диабаз	»	22	50,51	1,50	17,21	4,85	7,32	0,18	4,91	8,32	2,99	1,71	0,38	0,06
Диабазовый порфирит	»	23	50,42	1,24	18,60	4,07	5,74	0,20	5,22	8,48	2,93	1,40	0,90	0,80
Диабаз	»	13	52,33	1,47	18,14	3,81	6,18	0,21	4,56	6,59	4,52	1,60	0,37	0,22
Лейкодиабаз	»	2	51,78	1,55	14,38	5,04	7,66	0,14	5,45	8,86	3,83	0,44	0,87	—
Долерит	»	13	49,13	1,15	17,24	5,54	6,01	0,15	5,98	9,30	3,07	1,55	0,61	0,27
Базальт	»	31	49,35	0,97	17,94	5,16	4,50	0,15	5,16	10,03	3,01	1,45	1,80	0,48
»	Камчатка	5!	52,12	0,96	17,52	4,32	4,99	0,16	6,23	9,51	2,53	1,04	0,48	0,14

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Базальт	Курильские острова	7	50,49	0,80	19,43	3,25	6,81	0,21	4,21	10,26	2,87	1,31	0,12	0,24
Базальт „центральный”	По Ноккольдс	56	51,33	1,10	18,04	3,40	5,70	0,16	6,01	10,07	2,76	0,82	0,45	0,16
Анортозит	Армения	5	46,97	0,11	29,61	2,11	1,22	0,04	1,18	12,95	2,81	0,56	2,44	—
»	По Ноккольдс	8	49,98	0,14	28,94	0,80	1,43	0,07	0,84	14,01	2,73	0,42	0,55	0,09
Камптонит	Армения	1	42,70	1,14	17,53	8,47	3,77	0,16	7,22	9,38	3,61	1,56	4,46	—
Габбро-пироксенит	»	4	41,34	0,93	16,71	8,21	6,99	0,22	10,55	12,10	1,99	0,59	0,37	—
Пикритовый диабаз-порфирит	»	1	41,56	0,80	9,80	2,44	11,88	—	21,50	6,08	0,46	0,26	—	—
Пироксенит	»	8	45,25	0,67	9,96	5,66	7,66	0,15	14,79	11,99	0,78	0,64	2,43	0,02
»	По Ноккольдс	46	50,50	0,53	4,10	2,44	7,37	0,13	21,71	12,00	0,45	0,21	0,47	0,09
Горнблендит	Армения	1	48,46	0,20	12,37	5,28	8,04	0,14	11,82	13,00	0,65	0,04	—	—
»	По Ноккольдс	4	42,00	2,86	11,39	5,27	10,30	0,24	12,35	11,31	1,80	0,84	1,31	0,33
Перидотит	Армения	4	33,96	0,04	1,60	5,79	2,89	0,12	35,75	0,88	0,28	0,07	12,62	—
»	По Ноккольдс	23	43,54	0,81	3,99	2,51	9,84	0,21	34,02	3,46	0,56	0,25	0,76	0,05
Дунит	Армения	5	33,67	0,03	1,90	6,36	2,43	1,50	36,27	2,03	0,18	0,07	15,56	—
»	По Ноккольдс	9	40,16	0,20	0,84	1,88	11,87	0,21	43,16	0,75	0,31	0,14	0,44	0,04

## ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С. В., Багдасарян Г. П., Казарьян Г. А., Карапетян К. И., Малхасян Э. Г., Меликсетян Б. М., Мнацакян А. Х., Чибухчян З. О., Шири-  
нян К. Г. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Ар-  
мянской ССР. Изд-во АН АрмССР, 1962.
- Попкова М. И., Кайдалова Е. Ф., Петровская Н. Ф., Климовская Т. В.,  
Саврасова Н. П. Сборник химических анализов изверженных горных пород  
южной части Дальнего Востока. Хабаровск, 1961.
- N o s k o l d s S. R. Bull. Geol. Sec. Am., 1954, v. 65, N 10.

## **О СТРОЕНИИ КИСЛЫХ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

В 1961 г. на Первом уральском петрографическом совещании обращалось внимание на то, что при изучении вулканогенных толщ на Урале субвулканические интрузии, имеющие широкое распространение, почти не выделяются и не изучаются (Нестоянова, 1963). Но и теперь их описанию посвящено очень небольшое количество работ. Можно указать на обстоятельное изучение субвулканических интрузий основного состава, выполненное Фроловой и Курчавовым (1962) для северной части Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал), и столь обстоятельный труд Яковлева, Зарайского и Старостина (1965), описавших субвулканические тела кислого состава в Зилаирском синклинории.

В настоящей статье кратко изложены полученные в последние годы некоторые данные о строении субвулканических интрузий кислого риолито-дацитового и трахилипаритового состава, в большом количестве развитых в пределах баймак-бурибаевской и амурско-полоцкой, или гумбейской, структурно-фациальных зон Магнитогорского мегасинклинория. При этом, в связи с нередко наблюдаемым совместным нахождением субвулканических интрузий риолито-дацитового состава и колчеданных месторождений и рудопроявлений в разных частях Урала, кратко обобщены данные о характере их взаимоотношений в зависимости от глубины формирования интрузий.

### **СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ РИОЛИТО-ДАЦИТОВОГО СОСТАВА**

Эти интрузии на Южном Урале наблюдались и изучались нами в пределах баймак-бурибаевской и карамалыташско-улутауской структурно-фациальных подзон ирендыкской зоны, расположенной в западной части Магнитогорского мегасинклинория. Рассматриваемая нами в этом отношении баймак-бурибаевская структурно-фациальная подзона, имея ширину до 15 — 20 км, прослеживается вдоль западного борта Магнитогорского мегасинклинория на сотни километров. Слагающие ее вулканогенные породы представлены силуро-девонским (либо только девонскими?) основными эффузивами, андезито-дацитовыми и дацитовыми порфиритами и риолитовыми порфирами (кварцевыми альбитофирами). Последние проявлены почти исключительно в виде субвулканической фации и образуют сравнительно небольшие, линейно вытянутые, реже — изометричные тела, приуроченные к серии разломов меридионального и субмеридионального, реже — субширотного направлений. Отдельные из них представляют собой дайковые тела мощностью от нескольких метров до 20 — 30 м; другие, округлой или слабоудлиненной формы, с размерами от нескольких десятков метров до 300—400 м в диаметре,

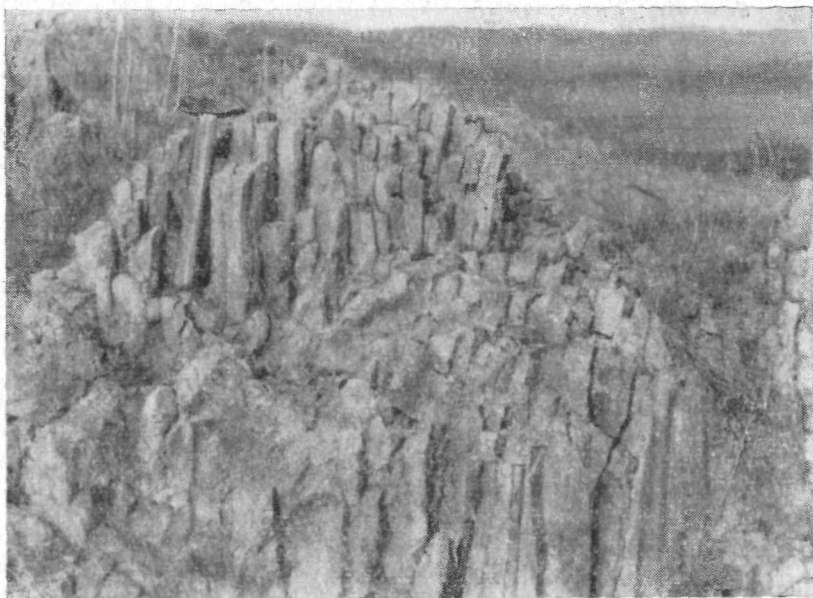


Рис. 1. Характер столбчатой отдельности в субвулканической интрузии (к западу от г. Баймак)

вероятнее всего, выполняют жерловины древних вулканических аппаратов. Широко распространены и более крупные интрузивные массивы, имеющие размеры 1 — I, 5 X 2 — 3 км и несколько более.

Во многих случаях в строении интрузий выявляется ряд закономерностей, являющихся, с одной стороны, диагностическими признаками для их распознавания в полевых условиях, а с другой — проливающих свет на условия их формирования.

Ряд таких субвулканических интрузий расположен в 6—13 км к западу от г. Баймак, в цепи возвышенностей, севернее дороги Баймак-Байкара. Выявлены такие интрузии также и в более южных частях баймак-бурибаевской подзоны (у д. Рафиково и к востоку от нее, у д. Мамбетово и в других местах). Особенно хорошо субвулканические интрузии представлены и обнажены к западу от Баймака. Представлены они кварцевыми порфирами, андезито-дацитовыми и дацитовыми порфиритами (кварцевыми и бескварцевыми). Химические анализы показывают, что первые принадлежат к семейству риолита и содержат SiO<sub>2</sub> до 72—78%, а вторые — к дацитам и андезито-дацитам с содержанием SiO<sub>2</sub> до 62—70%. Кварцевые порфиры проявлены почти исключительно в интрузивной фации, андезито-дацитовые и дацитовые порфириты — в интрузивной, лавовой и туфовой. В ряде случаев устанавливается несколько более позднее время формирования кварцевых порфиров, являющихся секущими по отношению к более ранним образованиям.

Одной из характерных особенностей внутреннего строения многих интрузий всех разновидностей пород является наличие в них тонкостолбчатой отдельности, с поперечником столбов от 5—6 до 10—15 см, редко — 30—40 см. На безымянной горе, расположенной вблизи развилки дорог на поселки Акмурум и Байкару, в верхней части интрузии видно, как наклон столбов меняется в зависимости от внешних очертаний интрузии — вертикально стоящих на ее вершине, наклонных на склонах, с постепенным выполаживанием угла падения к основанию горы, до горизонтально лежащих в ее основании (рис.1). Там же видно,



что зона со столбчатой отдельностью имеет мощность около 4 м, глубже сменяясь разновидностью массивного сложения.

Аналогичное расположение столбчатой отдельности относительно внешней поверхности субвулканического траппового тела наблюдалось С. И. Сусловой (1956) на р. Кочечуме. Такое же расположение столбчатой отдельности описано Малеевым (1962) в ряде верхнеплиоцен-нижнечетвертичных андезито-базальтовых экструзивных куполов Выгорлат-Гутинской вулканической зоны Закарпатья, где их формирование связывается с проявлением первых этапов платформенного вулканизма.

Несколько западнее столбчатая отдельность наблюдается и в остатках потоков дацитовых порфиритов. Однако там столбы короче и толще (20—40 см). Кроме того, и в верхней, и в нижней части потоков они переходят в массивного сложения зонки — корки закаливания.

Ориентировка столбчатой отдельности, наблюдаемая в апикальной части этих интрузий, указывает на то, что это интрузии приповерхностного характера, к тому же незначительно эродированные.

Второй особенностью рассматриваемых интрузий баймак-бурибаевской подзоны является всюду отчетливо выраженное фельзитовое сложение, с развитым в породе обычно небольшого количества фенокристов плагиоклаза размером до 1—15 мм, что также указывает на приповерхностные условия их формирования.

Во многих субвулканических телах столбчатая отдельность не получила развития. В таких телах, особенно в краевых частях, наблюдается флюидальная текстура, с различной степенью проявления и с ориентировкой флюидалности параллельно контактам тел. При этом в маломощных (10—20 л) телах флюидальная текстура нередко прослеживается по всей мощности; в телах большего размера она проявлена лишь в краевых частях, а средние — массивны. В тех случаях, когда контакты интрузии не прямолинейны, флюидальность повторяет изгибы контактов. Переходы от зоны с флюидальной текстурой к массивной ее разновидности в наблюдавшихся случаях всегда оказывались разкими.

Еще одной особенностью субвулканических интрузий является развитие в их эндоконтактных частях различного облика интрузивных брек-



Рис. 2. Интрузивная брекчия из обломков дацитового порфирита столбчатой отдельности (к западу от г. Бгймак)

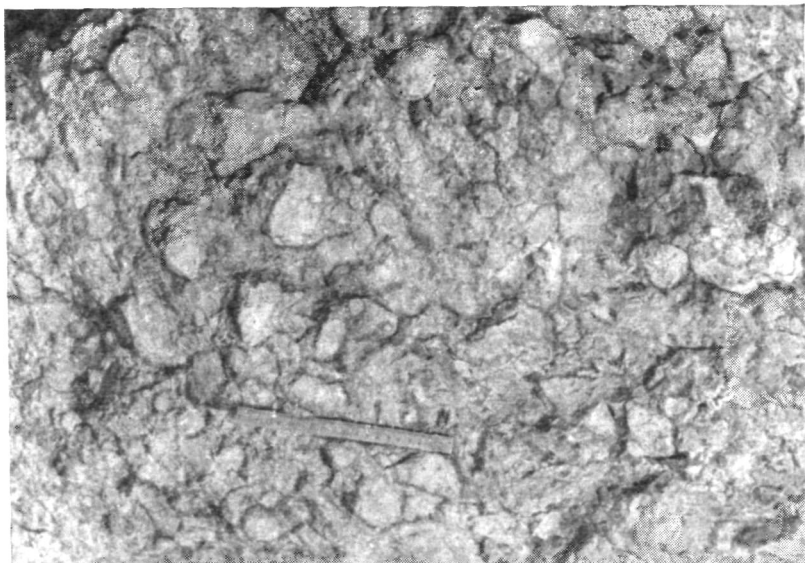


Рис. 3. Облик интрузивных брекчий, развитых в краевых частях субвулканических интрузий (к западу от г. Баймак)

чий, образующихся в результате брекчирования уже застывших их краевых частей, с последующей цементацией сохранившимися порциями расплава более глубоких зон. Облик брекчий различен. В одних случаях это — различного размера обломки столбчатой отдельности, спаянные массивного сложения породой того же состава (рис. 2). В другом случае (близ д. Мамбетово) это разноориентированные обломки краевых частей с флюидалной текстурой, также спаянные породой того же состава, но массивной текстуры. Обычны и такие брекчии, в которых округлые и остроугольные обломки имеют массивную текстуру, лишь несколько отличаясь по цвету от связующего их также массивного цемента (рис. 3).

Аналогичные данные о местоположении зон брекчирования и участков с флюидалной текстурой и ее ориентировки относительно контактов интрузий получены Яковлевым, Зарайским и Старостиным при изучении кислых субвулканических интрузий в Зилаирском синклинии (1965).

Обращает на себя внимание, что в других частях главной вулканической зоны восточного склона Урала, на Южном или Среднем Урале, где субвулканические интрузии сложены более крупнозернистыми разновидностями, равномернозернистыми, или порфиоровыми, столбчатая отдельность в их краевых частях ни в одном случае не проявлена; не получают в таких случаях развития и разновидности с флюидалной текстурой. Все изложенное подтверждает ранее сделанный вывод о сугубо приповерхностном характере субвулканических интрузий баймак-бурибаевской подзоны. Такого же строения приповерхностные интрузии наблюдались нами и в лежащей восточнее карамалыташско-улутауской структурно-фациальной подзоне, где они представлены породами аналогичного состава.

#### **СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ ТРАХИЛИПАРИТОВОГО СОСТАВА**

При изучении субвулканических интрузий трахитового и липаритового состава в них повсеместно выявляются те же черты внутреннего строения, которые были подмечены при изучении интрузий дацитовых порфиритов и риолитовых порфиритов. Объясняется это, вероятнее всего,

Рис. 4. Схема взаимоотношения пород по рекам Суундук и Джаман-Акжар  
 1 — слоистый туфогенно-осадочный комплекс;  
 2 — трахитовые порфиры; 3 — диабазы; 4 — флюиальность (столбчатая отдельность); 5 — элементы залегания слоистости

определенной общностью физико-химических свойств расплавов риолито-дацитового и трахилипаритового составов. Решающую роль здесь играют и условия кристаллизации расплавов, носящие в обоих случаях явно выраженные черты приповерхностных условий.

Из многочисленных примеров субвулканических интрузий трахитового, трахи-липаритового и липаритового состава, выявленных теперь на Южном Урале, мы рассмотрим два примера — один, в котором трахитовая интрузия имеет те же черты внутреннего строения, что и охарактеризованные риолитовые и дацитовые, и другой, в котором эрозионным срезом вскрыты более глубокие части интрузии.

В первом случае это будет группа интрузий, обнаженных на р. Суундук у впадения в нее р. Джаман-Акжар. Здесь сравнительно полого лежащий слоистый туфогенно-осадочный комплекс среднедевонских и нижнекарбонных пород разорван крутопадающим на запад разломом меридионального простирания. Разлом этот, названный нами Джаман-Акжарским, представлен рядом параллельных трещин, по которым и были внедрены субвулканические тела диабазов и трахитовых порфиров (рис. 4). Общая ширина зоны разлома на широте р. Суундук составляет около 1 км. Мощность тел трахитовых порфиров не превышает 200—300 м, а диабазов — 100 м. Протяженность тех и других из-за недостаточной обнаженности не установлена, но превышает 1 км. Трахитовые порфиры представлены, в основном, олигофировыми фельзитами, с размером фенокристов плагиоклаза и калиевого полевого шпата до 1—2 мм. На правом берегу рек Суундук и Джаман-Акжар, в 500 м от устья последнего, виден переход интрузии в короткий поток трахитовых порфиров, падающий на запад под углом около 30°, с небольшими пустотами в основании потока. При этом излившаяся порода микроскопически и под микроскопом не отличима от питающей ее интрузии, подчеркивая сугубо приповерхностный характер последней. Заметное развитие имеют разновидности флюиальной текстуры, локализующиеся в краевых частях тел, с ориентировкой флюиальности параллельно контактам. В отдельных участках в трахитовых порфирах, а также в их краевых частях, проявлена столбчатая отдельность, с ориентировкой почти горизонтальнолежащих столбов перпендикулярно контактам тел (рис. 5). По правому берегу р. Джаман-Акжар, в краевой части тела трахитовых порфиров, в зоне шириной около 1 м, были отмечены интрузивные брекчии, состоящие из округлых обломков трахитового порфира размером до 5—6 см, сцементированных трахитовым же порфиром. Цвет трахитовых порфиров грязно-желтовато-белый и красновато-бурый у флюиальных разновидностей, темно-серый, с красновато-бурым и фиолетовым оттенком у массивных разновидностей; в одном случае, по ле-

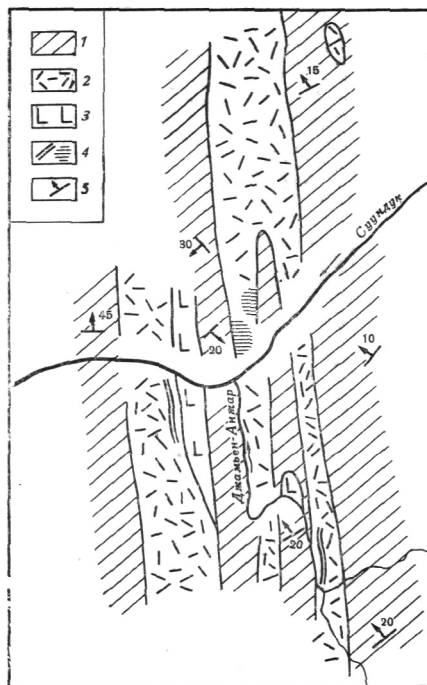




Рис. 5. Характер залегания столбчатой отдельности в трахитовых порфирах

вому берегу р. Суундук, в средней части массива трахитовых порфиров развита разновидность кирпично-красного цвета.

Под микроскопом видно, что все разновидности трахитовых порфиров имеют фельзитовое сложение основной массы, с редкими фенокристами плагиоклаза, калишпата и, иногда, биотита. Калишпат заметно альбитизирован и в отдельных случаях частично замещен кварцем. Биотит замещается мусковитом до полных псевдоморфоз. Во всех разновидностях обычна редкая пылевидная вкрапленность магнетита; в красно окрашенных разновидностях в виде тонких пластинок и небольших скоплений присутствует гематит, который и придает породе красноватый цвет. Хлорит, эпидот и карбонат присутствуют в очень незначительных количествах.

Количество такого рода субвулканических интрузий трахитового и трахилипаритового, до липаритов, состава в Магнитогорском мегасинклинории очень велико. Севернее описанных тел они встречены на р. Якши-Акжар, в среднем ее течении, к востоку от д. Чека, у деревень Измайловской, Александровской, Черкас, у пос. Полоцк и др. О липаритовых порфирах и фельзофирах уже сейчас можно сказать, что они проявлены только или почти только интрузивной фацией.

Примером субвулканических интрузий другого типа, глубже вскрытых эрозией, является сиенит-трахитовая интрузия на р. Чека у деревни того же названия. Имея протяженность в меридиональном направлении около 3 км, при ширине около 1 км, эта интрузия в ее южной части сложена только среднезернистыми сиенитами. Севернее, на правом берегу речки, сиениты более мелкозернисты; в то же время здесь широко распространены порфировые разновидности — с мелкозернистой, полнокристаллически зернистой основной массой, с включенными в нее удлиненными, до 3 мм размером, фенокристами плагиоклаза и с фельзитовой основной массой, в которую включены редкие фенокристы плагиоклаза размером до 1—2 мм. Последние макроскопически совершенно не отличимы от аналогичных эффузивных разновидностей. Общим для всех этих разновидностей, включая и сиениты, является присутствие значительных количеств щелочной роговой обманки (арфведсонит), крупность

зерен которой уменьшается по мере перехода от полнокристаллически зернистых разновидностей к разновидностям фельзитового сложения.

Недостаточная обнаженность этого массива не позволяет без соответствующих горных работ установить характер площадного распространения текстурных разновидностей пород интрузии и точно выяснить их соотношение и количественную роль. С некоторой долей условности можно сказать, что сиениты играют основную роль. Второе место занимают сиенит-порфиры, а трахитовые порфиры имеют незначительное распространение.

Постепенные переходы между сиенитами, сиенит-порфирами и трахитовыми порфирами и общность их минерального состава свидетельствуют о том, что мы имеем дело с однофазовой близповерхностной интрузией, а развитие сиенит-порфиров и трахитовых порфиров только в ее северной части наводит на мысль о косом, по отношению к интрузии, эрозионном срезе, обнажившем в ее южной части более глубокие горизонты.

В рассматривавшейся нами баймак-бурибаевской структурно-фациальной подзоне многолетними поисковоразведочными работами давно уже установлена пространственная связь субвулканических интрузий и золото-медного оруденения. При этом, как показали разведочные работы последних лет, оруденение локализуется или в приконтактных частях интрузий, захватывая и интрузию и вмещающую породу, или же проявляется в пределах интрузии по тектонически нарушенным зонам.

Аналогичные взаимоотношения выявлены и в карамалыташско-улу-тауской подзоне (Бородаевская, 1965), а также и в Зилаирском синклинии, где они в последнее время обстоятельно изучены и описаны Яковлевым и др. (1965).

Такие взаимоотношения с первого взгляда проще всего считать возникшими в результате наложения на интрузии остаточных порций с ней же связанных гидротермальных растворов. Однако, если стать на эту, казалось бы многообещающую точку зрения, естественно было бы ожидать, что с возрастанием глубины формирования интрузий будет иметь место изменение количеств, концентрации и состава этих остаточных растворов. Но этого как раз и не наблюдается. Эрозионным срезом интрузии в разных районах Урала вскрыты на разную глубину. В колчеданосных районах Среднего Урала вскрыты полнокристаллически зернистые породы — сиениты, диориты и плагио-граниты, причем отдельные исследователи не раз пытались рассматривать плагио-граниты и мелкозернистые сиениты как корни глубокоэродированных вулканов. В более северных районах Среднего Урала, где пока известны только рудопроявления, обнажены и полнокристаллически зернистые породы и субвулканические образования эффузивного облика порфировой структуры, названные ранее Сергиевским (1944) интрузивными альбитофирами, с которыми он тогда и связывал рудопроявления. На Южном Урале, с уникальными размерами колчеданных месторождений, широко развиты только приповерхностные субвулканические интрузии, подобные описанным в настоящей статье. Таким образом, можно сделать вывод, что не субвулканические интрузии являются источником рудоносных растворов, а случаи тесного пространственного сонахождения отдельных рудопроявлений и месторождений с субвулканическими интрузиями свидетельствуют лишь о локализации их в одних и тех же структурно-тектонических зонах, указывая на более глубокий и отдаленный характер связей рудоносных растворов с интрузивными массивами. К такому же заключению пришла и Бородаевская (1965) в результате анализа собранного ею обширного материала о возрастных соотношениях руд Южного Урала с вмещающими их комплексами вулканогенных пород, показав на конкретных примерах весьма сложный характер этих связей.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бородаевская М. Б. Возрастные соотношения колчеданных руд Южного Урала с вмещающими их комплексами вулканогенных пород.— В сб.: «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Малеев Е. Ф. Некоторые особенности экструзий андезито-базальта платформенного цикла вулканизма в Закарпатье.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1962, вып. 21.
- Нестоянова О. А. Вулканизм восточного склона Южного Урала.— В сб.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. II. Свердловск, 1963.
- Сергиевский В. М. Проявления колчеданной минерализации к северу от Красноуральска.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.
- Сулова С. И. Необычайный случай столбчатой отдельности в траппах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
- Фролова Т. И., Курчавов А. М. О субвулканических залежах основного состава среди среднепалеозойских отложений магнитогорского синклинория на Южном Урале.— Вестник МГУ, серия Геология, 1962, вып. 1.
- Яковлев Г. Ф., Зарайский Г. П., Старостин В. И. Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района.— Сов. геология, 1965, № 4.

**О СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ КУПОЛАХ  
КИСЛОГО СОСТАВА (Яно-Колымская  
складчатая зона)**

В некоторых местах Яно-Колымской зоны мезозойской складчатости (северо-восток Азии), особенно на стыке ее с Колымским срединным массивом, отчетливо выступают магматические образования преимущественно кислого состава, относящиеся по возрасту к верхней юре — нижнему мелу и ограниченные рамками единого тектоно-магматического цикла. Здесь нередко сочетаются изверженные горные породы, в значительной степени соответствующие тому понятию, которое вкладывается в термин — вулcano-плутонические формации. Особенно хорошо прослеживаются такие ассоциации изверженных пород в тех местах Яно-Колымской складчатой зоны, где ясно выражены протяженные и долгоживущие глубинные разломы, осложненные к тому же глыбовыми дислокациями (верховье р. Индигирки, отчасти верховье р. Колымы).

В этой ассоциации горных пород весьма важная роль принадлежит субвулканическим телам, представляющим нередко промежуточное звено между эффузивными и интрузивными образованиями. Некоторые из них имеют необычайно крупные размеры. Так, площадь Тарынского субвулканического массива, расположенного в верховье р. Индигирки, описанная автором (1959), равна почти 1800 км<sup>2</sup>. Еще более крупным телом является Буордахский субвулканический массив площадью около 2000 км<sup>2</sup>, расположенный также в бассейне р. Индигирки (верховье р. Момы). Почти 600 км занимает Верхне-Аллахский субвулканический массив, изученный Н. В. Ичетовкиным (1963). В разных местах Яно-Колымской складчатой зоны отмечаются и другие тела такого же характера, но уже более мелкого размера.

С такими субвулканическими телами нередко ассоциируют мелкие куполовидные выступы или купола, также имеющие субвулканическую природу. Связь их с субвулканическими телами крупного размера иногда несомненна, в других же случаях такая связь отсутствует. Подобные субвулканические тела известны и в других местах Северо-Востока, а также на Камчатке (Горшков, Богоявленская, 1965), Курильских островах, Урале, Кавказе (Павлинов, 1948) и во многих других областях нашей страны.

Размеры куполов невелики, и площади их обычно ограничиваются несколькими сотнями метров, изредка — несколькими километрами. Местами они сгруппированы в полосы небольшой протяженности, но чаще такой закономерности в расположении их не наблюдается.

Форма куполов не всегда ясно выражена, но в тех местах, где можно ее хорошо проследить, они напоминают лакколитообразные тела или бисмалиты, имея небольшую удлиненность. Некоторые из них в разрезе напоминают дайкообразные тела.

На рис. 1 показан отчетливо выступающий на местности субвулканический купол.

Рис. 2 иллюстрирует разрез небольшого купола, где хорошо прослеживается граница его с вмещающей осадочной толщей (последняя на снимке заметна по более темной окраске).

Глубина залегания описываемых тел невелика и не превышает нескольких сотен метров. Эти тела располагаются чуть выше крупных субвулканических тел, иногда на том же уровне.

Такие небольшие тела субвулканической природы в пределах Яно-Колымской складчатой зоны — явление нередкое. Они хорошо фиксируются на поверхности, благодаря эрозионному срезу, или же скрыты под маломощной кровлей осадочной толщи. В верховье р. Колымы (р. Берелех) такие купола по облику пород и глубине залегания близки или аналогичны гипабиссальным телам гранитоидов.

Как уже упоминалось выше, такие купола хорошо прослеживаются в полосе стыка разных структурных элементов (Яно-Колымская складчатая зона и Колымский срединный массив). Благодаря тому обстоятельству, что такая полоса стыка является в тектоническом отношении довольно мобильной, купола иногда смещены более поздними подвижками, в связи с чем представляется возможным проследить характер пород на определенную глубину и выявить присущие им особенности на разных глубинных горизонтах.

Соотношение куполов с вмещающей осадочной толщей, относящейся по возрасту главным образом к юре и мелу, не везде одинаково. В некоторых местах такие тела в какой-то мере подчинены структурному контролю элементов вмещающей среды, и их расположение иногда зависит от характера последних. Во многих же случаях купола являются секущими телами. Крутизна контактов также не везде одинакова, но преимущественно ограничивается пределами  $20\text{--}30^\circ$ , в некоторых же местах контакты имеют большую крутизну, близкую к отвесной. В ряде случаев вмещающая осадочная толща имеет моноклиальное падение. Почти всегда эти контакты ясные, но воздействие внедрившихся магматических расплавов не оказало заметного влияния на вмещающую среду. Активное контактово-метаморфизирующее воздействие отмечается только непосредственно по самому стыку (десятые доли метра), где наблюдается узкая полоска типичных роговиков. Но она быстро сменяется ороговикованными, затем слабометаморфизованными осадочными породами. За пределами этой узкой полосы отмечается лишь слабая уплотненность осадочной толщи.

По полосе стыка складчатой области и срединного массива состав куполов ограничивается кислой серией пород — липаритами и липаритодацитами, а в собственно складчатой зоне, на некотором удалении от указанной полосы — преимущественно дацитами, изредка — грано-диорит-порфирами.

Интересна текстура пород этих куполов. Нередко она близка к текстуре пород эффузивного происхождения, иногда же сближается с породами интрузивного облика. В некоторых местах породы обладают ясно выраженной столбчатой текстурой, причем такая текстура прослеживается на значительную глубину (сотни метров). В основном это четырехгранные призмы размером до  $0,5\text{ м}$  в поперечнике. Ориентировка столбов разнообразная, но преимущественно крутонаклонная. Большей частью такая текстура свойственна породам периферийной части куполов. Близкая к предыдущей, в том числе и по территориальному размещению, плитчатая отдельность пород. Можно еще отметить глыбовую текстуру, свойственную значительной части пород. Такая текстура прослеживается в относительно глубоких частях описываемых тел, где породы по своему облику близки к гипабиссальным (гранодиорит-порфиры).





Рис. 1. Субвулканический купол липаритов (верховье реки Буордах)

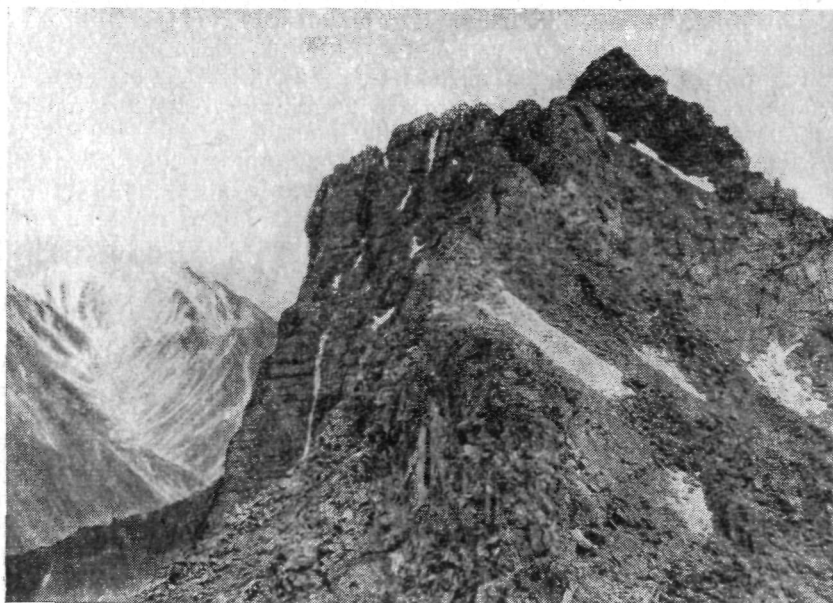


Рис. 2. Разрез субвулканического купола (следствие тектонического смещения и эрозии). Хорошо прослеживается граница с вмещающей глинисто-песчанистой толщей (на снимке — более темная)

Значительный интерес представляет характер раскristализации пород на разной глубине — по вертикальному разрезу, а также объемные соотношения слагаемых породы компонентов.

Наиболее плотные, в основном стекловатого облика породы присущи внешней оболочке куполов. Отчетливо они выражены и в сводовой части последних, но склоны куполов уже не имеют такой плотности и монолитности. Здесь эта оболочка несколько расплывчата, резкая граница с вмещающей средой отсутствует. Хотя порода в таких местах преобладающе сложена стеклом, под микроскопом в нем все же заметно линейновытянутое или же гнездообразное расположение выделяющихся микролитов.

С удалением к эндоконтакту стекловатый облик породы постепенно сменяется микрокристаллическим, где уже стекло находится в подчиненном количестве, с различными в раскristализованной части породы компонентами.

Обе эти оболочки имеют небольшую мощность и в общей сложности измеряются от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Прослеживая разрез в более глубокие части куполов, следует указать на резкое уменьшение стекловатого базиса в породе, вплоть до его исчезновения. Здесь уже наблюдается почти полная раскristализация породы, с микрокристаллической, до мелкозернистой основной массой и различимыми вкрапленниками полевых шпатов, кварца, иногда темноцветных компонентов — биотита, а изредка и пироксена. Это именно тот тип породы, который принято называть прилагательным «интрузивный» (интрузивный липарит, интрузивный дацит и т.д.). Такие породы часто имеют промежуточный облик между эффузивными и интрузивными образованиями. Вместе с тем такой облик пород указывает, что становление их происходило в приповерхностных условиях, скрытых маломощной кровлей осадочной толщи. В отдельных местах такие породы напоминают экструзивные образования вулканических областей, связь которых с эффузивами во многих случаях является бесспорной.

На глубине около 700—800 м от кровли купола отмечается полная раскristализация пород, имеющая обычно порфиуровую структуру. В таких породах уже хорошо заметны различия между размерами зерен основной массы и вкрапленников. Эти породы имеют большое сходство с гипабиссальными интрузивными образованиями.

Структура пород субвулканических куполов, особенно липаритового состава, различна: в периферической оболочке для них характерна фельзитовая, несколько дальше от периферии и в более глубоких участках нередко появляется микросферолитовая структура. Последняя прослеживается в породе в виде микрополосок, либо гнездообразных обособлений. Еще дальше от поверхности наблюдается микропегматитовая структура, но она встречается значительно реже предыдущих.

В некоторых местах липариты обладают весьма своеобразной структурой, где кварц-альбитовые прорастания образуют ярко выступающие и красивые веерообразные формы (рис. 3).

Интересно проследить соотношение слагающих породу компонентов на разной глубине. В липаритах и липарито-дацитах эти соотношения таковы. Во внешней оболочке основная масса (главным образом стекло) составляет около 95% объема породы. Среди микровкрапленников здесь удается различить только единичные зерна полевых шпатов. Примерно на расстоянии 1—2 м от эндоконтакта количество основной массы уменьшается и не превышает 90% объема, причем в составе базиса заметно убывает доля стекла. Здесь уже ясно распознаются вкрапленники кварц-полевошпатового состава. В местах, значительно удаленных от поверхности, порода в общем имеет полнокристаллический облик, но повсеместно с явным преобладанием основной массы над вкрапленниками. В липаритах во всех случаях по объему она не опускается ниже 70%. В таких



Рис. 3. Своеобразная микропегматитовая структура пород субвулканических куполов (ярко фиксируются веерообразные формы). Ув. 70, никали скрещены

местах в породе из главных породообразующих минералов во вкрапленниках содержится: плагиоклаз олигоклаз-андезинового состава (до 6%); калинатровый полевой шпат состава микроклин — ортоклаз. Последний содержится в том же количестве, что и плагиоклаз, иногда преобладает над ним. Далее следует кварц, представленный в породах несколькими модификациями (около 7%). Из темноцветных минералов в липаритах присутствует только биотит, представленный мелкими пластинками (не более 1%). Заметно присутствие рудных минералов — магнетита, гематита, пирита, отчасти пирротина (до 0,3—0,5%). Основная масса по качественному составу почти не отличается от состава вкрапленников, но имеет заметное различие в количественных соотношениях. В таких местах в ней преобладают кварц и калинатровый полевой шпат, с явно подчиненным количеством плагиоклаза. Встречаются единичные чешуйчатые пластины биотита. Из этого следует, что состав основной массы несколько более кислый, чем породы в целом. Это же подтверждается данными замеров показателей преломления.

Почти не отличаются по характеру раскристаллизации и дацитовые субвулканические купола, но, разумеется, с иными количественно-минеральными соотношениями. Если во внешней оболочке эта порода сложена в основном стеклом, то в более глубоких участках количество последнего быстро убывает, а затем встречается лишь спорадически. Полнокристаллические разности характеризуются следующим составом. Во вкрапленниках резко преобладающим является плагиоклаз состава средний андезин (28—33%). Далее следует калинатровый полевой шпат, главным образом анортоклаз, содержание которого лишь в редких случаях превышает 2%. Кварц содержится в небольшом количестве (0,5—1%), иногда же встречаются лишь его единичные зерна. Из темноцвет-

ных минералов наиболее ярко выступает ромбический пироксен (до 5%) и менее заметен биотит (1—2%). Суммарное количество рудных минералов порой достигает 1 %.

Основная масса во всех случаях также преобладает над вкраплениями, но не столь резко, как это имеет место в липаритах и липарито-дацитах. В дацитах содержание ее не превышает 60%, иногда и того меньше.

Интересна группа близповерхностных тел, расположенных в верховье р. Колымы (бассейн р. Берелех). По составу они занимают промежуточное положение между липаритами и дацитами. Такие породы, вероятнее всего, следует относить к кварцсодержащим порфирам. По внешнему облику они близки к гипабиссальным интрузивам. Эта группа четковидных тел, приуроченная к разлому северо-западного направления, залегает среди нижнеюрских песчано-глинистых сланцев. На поверхности некоторых таких куполов отмечаются останцы слабометаморфизованных осадочных пород.

Соотношение количественно минеральных компонентов в этих породах близко к соотношению их в дацитах, кратко описанных выше. Отличительной особенностью пород, слагающих эти купола, является наличие в них граната, вероятнее всего магматического происхождения. Гранат присутствует в них почти повсеместно. Нередко встречаются довольно крупные густокоричневой окраски кристаллы граната, достигающие в отдельных случаях 8 мм в поперечнике, с весьма правильной кристаллографической огранкой и без каких-либо следов оплавления. Содержание его в породе в общем невелико (десятые доли процента), но в гнездовидных обособлениях довольно значительно (в единичных случаях достигает 2% объема породы).

В настоящей статье приведены краткие сведения только для тех субвулканических образований, которые в морфологическом отношении ближе всего соответствуют куполам. Довольно многочисленная группа субвулканических тел иного характера здесь не затрагивается.

Расположение субвулканических тел, их текстурно-структурные особенности указывают на то, что они были сформированы в близповерхностных условиях. Это же подтверждается и тем обстоятельством, что такие тела разного размера и формы во многих случаях тяготеют к эффузивным полям, нередко имея с последними непосредственную связь.

Магматические образования, подобные описанным, интересны не только в геологическом отношении, но и тем, что к ним иногда приурочиваются рудопроявления золота, серебра, полиметаллов и других полезных ископаемых.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Горшков С. Г., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и его извержения в 1956 году. Изд-во «Наука», 1965.
- Ичетовкин Н. В. Состав и условия образования Верхне-Аллахского субвулканического комплекса.—Труды Лабор. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, 1963.
- Пагилинов В. Н. Общие черты строения лакколитов района Кавказских минеральных вод.—Труды МГРИ, 1948, т. XXIII.
- Рудич К. Н. Магматизм хребта Сарычева. Госгеолтехиздат, 1959.
- Рудич К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского. Изд-во «Наука», 1966.

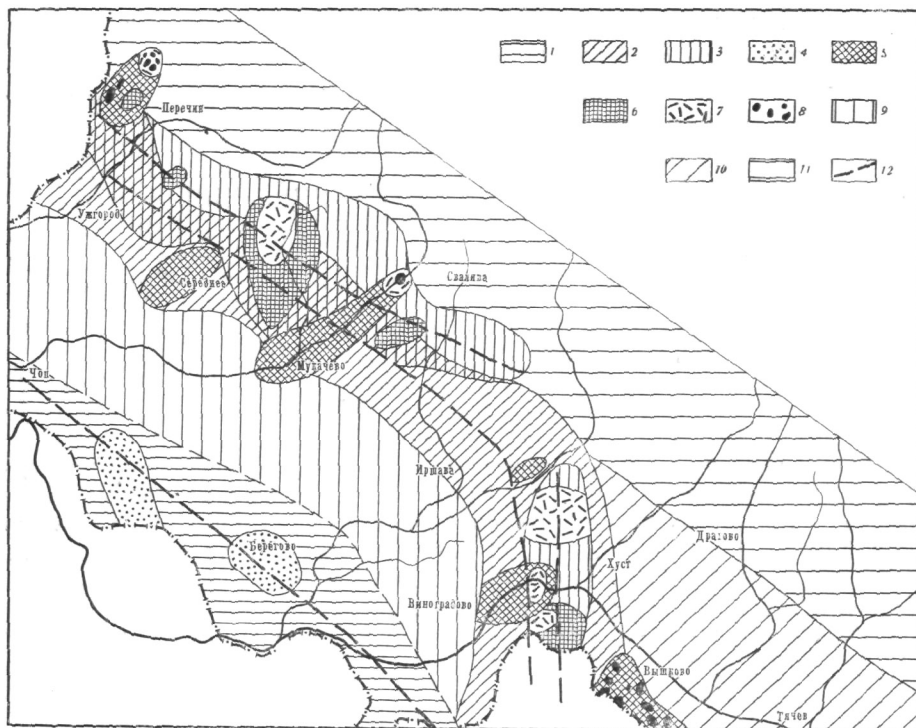
## **НАЗЕМНЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАК КРИТЕРИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

В последние годы дана положительная оценка перспективности эндогенного оруденения вулканических областей. Это повлекло проведение широких поисковых и крупномасштабных геологосъемочных работ. Однако отсутствие разработанных методик поисков оруденения в вулканических областях часто приводит к излишней трате средств и времени. В предлагаемой статье рассматриваются закономерности размещения эндогенного оруденения, приуроченного к неогеновым вулканоплутоническим формациям на материале Закарпатья и других вулканических областей, формировавшихся в орогенную стадию развития геосинклинали, главным образом в прогибах и межгорных впадинах.

Вулканоплутонические формации, с которыми связано эндогенное оруденение, разделяются на типы в зависимости от составов преобладающих продуктов, глубины залегания близповерхностных интрузий, мощности вулканогенных образований и степени вскрытия интрузий эрозией (Малеев, 1965)<sup>1</sup>. Нами будут рассмотрены критерии эндогенного оруденения вулканоплутонических формаций, обусловленных проявлением основной и кислой магмы, с близповерхностными интрузиями, иногда частично эродированными и относительно глубоко залегающими, не вскрытыми эрозией (рисунок).

Вулканоплутонические формации Закарпатья — производные основной магмы — характеризуются резким преобладанием вулканических фаций над плутоническими, представленными главным образом грубообломочными вулканокластическими породами с подчиненным количеством лав. Обычно это — разрушенные стратовулканы и небольшие моногенные вулканы. Среднее количество лав составляет 10—15%. Плутонические фации составляют несколько процентов объема общего количества материала. Они представляют собой дифференциаты базальтовой магмы и проявляются в виде гипабиссальных интрузий, иногда едва вскрытых эрозией или устанавливаемых по площадному распространению экструзий. Экструзии в апикальных частях представлены стекловатыми разновидностями, а с глубиной переходят в полнокристаллические горные породы. По составу преобладают гранодиоритовые разновидности, более кислые находятся в подчиненном количестве и еще в меньшем количестве присутствуют основные породы. Размеры площадей развития гипабиссальных интрузий или экструзий колеблются от 4—8х12—20 км. Они располагаются среди пород эффузивных фаций примерно на расстоянии 20 км друг от друга. Обычно районы развития плутонических фаций вытянуты перпендикулярно лентообразным контурам вулканоплутонических формаций, а плутонические и экструзивные тела контро-

<sup>1</sup> Вулканоплутонические и рудные формации Закарпатья. Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.



### Области развития вулканоплутонических формаций Закарпатья

1 — неэродированная вулканоплутоническая формация с относительно глубокими интрузиями кислого состава; 2 — эродированная вулканоплутоническая формация с близповерхностными интрузиями дифференциатов основного состава; 3 — неэродированная вулканоплутоническая формация с близповерхностными магматическими очагами дифференциатов основной магмы. Области развития: 4 — экструзий липарита формации кислой магмы; 5 — среднекислых экструзий эродированной формации основной магмы; 6 — среднекислых экструзий неэродированной формации основной магмы; 7 — кислых экструзий формаций основной магмы; 8 — гипабиссальные интрузии; 9 — Чоп-Мукачевская впадина; 10 — Солотвинская впадина; 11 — область палеогенового флиша Карпат; 12 — предполагаемые глубокие разломы

лируются опеляющими, перпендикулярными трещинами к глубоким разломам, обусловившим подъем основной недифференцированной магмы, давшей главным образом продукты вулканических фаций. В пределах районов развития гипабиссальных интрузий и экструзий вулканические фации составляют около 70—80% площади. В тех местах, где вулканоплутонические формации граничат с областью развития складчатого флиша или моласс и где эродированы вулканические фации, гипабиссальные интрузии залегают среди более древних осадочных пород, создавая впечатление самостоятельных малых интрузий.

Вулканоплутоническая формация, обусловленная проявлением кислой («коровой») магмы, развита на юге Закарпатья. На поверхности залегают только вулканические фации, а плутонические, по аналогии с полэродированными формациями, описанными выше, определены по группам липаритовых экструзий, проявленных на поверхности и приуроченных к ним формациям вторичных кварцитов. Вулканические фации, слагающие разрушенный стратовулкан, представлены преимущественно обломочными продуктами липаритового состава, и только незначительная часть первых продуктов имеет андезитобазальтовый состав. Группы экструзий липаритового состава расположены в виде цепочек куполов. Предполагаемые близповерхностные магматические очаги, если судить по скважинам, вероятно, находились под вулканогенно-молассовыми

отложениями, имеющими мощность около 1000 м, в подстилающих метаморфических породах мезозойского возраста.

Таким образом, плутонические фации представляют собой продукты кислого состава, в одном случае связанные, вероятно, с родоначальной кислой магмой, а в другом — представляя собой дифференциаты основной магмы. Соотношения двух типов кислого вулканизма сведены в приводимой схеме.

**Схема соотношений типов кислого вулканизма**

Характер продуктов магматизма	Региональный тип кислого вулканизма	Локальный тип кислого вулканизма
Абсолютное преобладание кислых вулканитов (в пределах глубинных разломов)	Тысячи и десятки тысяч кубических километров	Десятки (редко несколько сотен) кубических километров
Относительное преобладание продуктов кислого вулканизма по сравнению с основными	Преобладание продуктов кислого состава (продукты основного состава отсутствуют или составляют несколько процентов)	Продукты основного состава превышают 90% (иногда вулканиты сложены целиком этими продуктами)
Соотношение плутонических вулканических фаций	Плутонические фации близки по объемам вулканическим	Плутонические фации составляют несколько процентов объема вулканических фаций
Типы извержений, порождающие породы кислого состава	Катастрофические извержения близки к Катмайскому типу, но несравненно грандиознее; сопровождаются кальдерами обрушения	Извержения Катмайского (Безымянного), Пелейского, Плинианского типов со взрывными кальдерами
Вулканические фации	Мощные пирокластические потоки, сложенные пемзами игнибридами	Пирокластические потоки, сложенные грубообломочным слабопористым материалом
Приуроченность к геоструктурным зонам	Вулканические проявления обычно удалены от геосинклинальных трогов и находятся в пределах срединных массивов и по их обрамлению	Продукты вулканизма расположены вблизи бортовых частей геосинклинальных трогов

### ПРОЯВЛЕНИЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Постмагматические процессы имеют широкое развитие как среди вулканических, так и плутонических фаций. Однако типы полей гидротермально измененных пород различны. Автором выделяется три типа полей гидротермально измененных пород: 1) околожерловой области, 2) области разгрузки глубинных гидротерм, разделяющейся на два подтипа — над интрузией и по ее периферии, и 3) области зон разлома без проявления вулканизма на поверхности. С плутонической фацией вулканоплутонической формации сопряжен только подтип полей гидротермально измененных пород разгрузки глубинных гидротерм над интрузией. Эти поля измененных пород отличаются от остальных тем, что здесь обычно метасоматический разрез представлен полностью, имея следующий вид (сверху вниз): монокварциты, опалиты, алуниды, аргиллизированные породы, пропилиты. Поля таких типов гидротермально измененных пород, как, например, околожерловые и другие, распространены преимущественно в пределах развития вулканических фаций.

Таким образом, поля гидротермально измененных пород, представляющих собой полную метасоматическую колонку, имеющую в верхней части формацию вторичных кварцитов, а в нижней — пропилитов, расположены в областях групп экстрезий кислого или среднекислого состава и перспективны для эндогенного оруденения. В некоторых районах верхняя часть метасоматической колонки может быть эродирована, в силу чего будут обнажены аргиллизированные или пропилитизированные

породы. В этом случае кислые экстрезии также могут быть в той или иной мере эродированы и вскрыты нижние их части, представляющие собой по существу породы гипабиссального характера.

Постмагматические изменения пород могут не соответствовать данному циклу вулканизма и быть наложенными на более древние вулкано-генные образования. Так, например, околосерловый тип полей гидротермально измененных пород должен приурочиваться только к центрам извержения, в то время как тип разгрузки глубинных гидротерм над интрузиями при полной метасоматической колонке обычно развит в области массового развития кислых экстрезий, но сами экстрезии, как правило, остаются неизменными. При определении эндогенного оруденения по эффузивному вулканизму необходимо отметить, что плутонические фации не эродированы и на поверхности развиты только экстрезии кислого или среднекислого состава, и в этом случае поля гидротермально измененных пород не разрушены и в своих верхних частях, как правило, не содержат полезных ископаемых. Промышленное эндогенное оруденение обычно располагается в более нижних горизонтах. Так, например, в Закарпатье промышленное свинцово-цинковое оруденение расположено в зоне пропилитизации, в то время как в верхних горизонтах оно отсутствует. Вместе с тем к верхней части метасоматической колонки (опалиты, монокварциты) приурочиваются теллуру-висмутовое и ртутное оруденения, не имеющие промышленного значения.

Таким образом, при изучении вулкано-генных образований следует выделять области массового развития кислых экстрезий и приуроченные к ним поля гидротермально измененных пород, рассматривая их как проявление на поверхности близповерхностных магматических очагов. Эти области, безусловно, являются наиболее перспективными для поисков эндогенного оруденения. Следует иметь в виду, что в процессе формирования вулкано-плутонической формации вначале накапливаются вулканические продукты, а затем происходит становление интрузий, завершающих этапы или фазы вулканизма. С ними и связаны поля гидротермально измененных пород типа разгрузки глубинных гидротерм над интрузиями. В тех случаях, когда становление интрузий происходит в несколько импульсов, вероятно, последние из них будут наиболее перспективны в отношении эндогенного оруденения.

### **ЛОКАЛИЗАЦИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Опыт изучения рудопроявлений Закарпатья и других вулканических областей показал, что поля гидротермально измененных пород типа разгрузки глубинных гидротерм над интрузиями наиболее перспективны для поисков эндогенного оруденения, т. е. оруденение приурочивается к районам плутонических фаций вулкано-плутонических формаций в пределах полей гидротермально измененных пород. Вместе с тем перспективность и характер эндогенного оруденения определяются типом вулкано-плутонических формаций, т. е. локализация эндогенного оруденения обусловлена типом магмы, глубиной залегания близповерхностных интрузий, мощностью вулкано-генных образований и степенью вскрытия интрузий эрозией.

Тип магмы. В Закарпатье вулкано-плутонические формации связаны с основной и кислой магмами (Малеев, 1965). С кислой магмой связано золото-свинцово-цинковое оруденение Берегово-Бая-Марской рудной формации сарматского возраста, в которую входят известные промышленные месторождения Бая-Маре (Румыния), Тилькибания (Венгрия), Береговское и Беганьское (СССР). С дифференциатами основной магмы связано теллуру-висмутовое оруденение с ртутью плиоценового возраста, приуроченное к формации вторичных кварцитов, и



свинцово-цинковое — к нижней, где развита пропилитизация. Редкометалльные и полиметаллические рудопоявления Закарпатья, связанные с основной магмой, пока не имеют промышленного значения. Вместе с тем эти формации перспективны для поисков алунита, бентонитовых глин, минеральных красок, перлита и других нерудных полезных ископаемых. Таким образом, в зависимости от типов магмы определяется перспективность вулканоплутонических формаций на полезные ископаемые. Формации, обусловленные проявлением основной магмы, для Закарпатья не перспективны, а формации, связанные с кислой магмой, перспективны. Не придавая этому выводу универсального значения, следует все же отметить, что современные и плиоцен-четвертичные вулканогенные образования Тихоокеанского вулканического кольца, обусловленные проявлением основной магмы, перспективны для поисков серы, алунита и других полезных ископаемых и не перспективны для полиметаллического и редкометалльного оруденения.

Глубина залегания близповерхностных интрузий может быть различной. Вулкано-плутонические формации основной магмы, залегающая в породах вулканических фаций, выходит на поверхность в виде сложных и крупных куполов с эффузивным обликом пород, переходя постепенно в гипабиссальные интрузии. В пределах Чоп-Берегово-Бая-Марской вулканоплутонической формации, связанной с кислой магмой, интрузии не вскрыты в значительно эродированных эффузивных фациях и не подсечены скважинами. По геологическим данным они, вероятно, залегают в подстилающих вулканиты мезозойских породах.

Таким образом, в первом случае интрузии перекрываются эффузивно-туфогенными образованиями, а во втором — слоистой толщей моласс, представленной переслаиванием аргиллитов и туфов, что создает благоприятную геологическую обстановку благодаря наличию экранирующих горизонтов. Залегание интрузивных пород в карбонатно-осадочных толщах также создает благоприятную обстановку для рудоотложения. Следовательно, залегание интрузий на значительной глубине более перспективно для рудоотложения, чем в близповерхностных интрузиях, расположенных в непосредственной близости к поверхности, в вулканогенных фациях. При наибольшем отрыве вулканических фаций от плутонических труднее устанавливать между ними связь и определять местоположение интрузий по экструзиям, проявляющимся на поверхности, однако такого типа вулканоплутонические формации наиболее перспективны для эндогенного оруденения.

Мощность вулканогенных образований также имеет прямое отношение к рудообразованию. При одном и том же залегают плутонических фаций и разных мощностях вулканических фаций плутонические фации будут залегают либо в вулканогенных образованиях, либо в подстилающих породах. В условиях отсутствия в вулканогенных образованиях экранирующих горизонтов рудообразование будет сильно затруднено. Но при воздействии гидротермальных растворов на легкоподвергающиеся изменению вулканокластические породы могут образоваться мощные залежи каолина, алунита, бентонитовых глин, минеральных красок и других полезных ископаемых. При малой мощности вулканогенных образований, подстилающихся осадочными породами, обладающими экранами, вероятность эндогенного оруденения увеличивается.

Степень вскрытия плутонических фаций эрозией. Этот признак нельзя отнести к генетическим, однако глубоко эродированные вулканические фации повлекут уничтожение близповерхностных месторождений, связанных с формацией вторичных кварцитов (алуниты, бентониты, каолины, минеральные краски и другие полезные ископаемые), и металлы эндогенного происхождения. В глубоко эродированных

вулкано-плутонических формациях вулканические фации могут быть частично или полностью эродированы, и в этом случае одна из фаций вулканоплутонической формации может быть ошибочно принята за обособленные самостоятельные малые интрузии.

Учитывая изложенное, можно заключить, что в процессе поисков эндогенного оруденения в вулканических областях в первую очередь необходимо установить отношение вулканических фаций к плутоническим, а при определении вулкано-плутонических формаций — сосредоточить работы на областях развития плутонических фаций. В областях, где не вскрыты плутонические фации, проекция последних на поверхность может быть определена по группам экструзий кислого или среднего состава и развитию формации вторичных кварцитов типа разгрузки глубинных гидротерм над интрузиями. Вулкано-плутонические формации кайнозойского возраста, связанные с кислой магмой земной коры, более перспективны для поисков эндогенного оруденения, чем связанные с основной магмой верхней мантии. В малоэродированных вулкано-плутонических формациях, где сохранилась метасоматическая колонка полностью в верхней ее части, в зоне сернокислого выщелачивания концентрируются месторождения каолина, алунита, бентонитовых глин, минеральных красок и др. В нижних зонах к области пропилитизации приурочиваются свинцово-цинковые, медные и другие гидротермальные месторождения.

## ПАЛЕЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В НЕКОТОРЫХ РАЙОНАХ ЮЖНОГО УРАЛА

В последние годы в связи с расширением поисково-разведочных работ на Южном Урале проводится детальное изучение палеозойского вулканизма. Особое внимание уделяется исследованию вулканогенных комплексов силурийского и девонского возраста, так как с ними связаны колчеданные месторождения.

Представления А. Н. Заварицкого (1943) о тесной связи колчеданного оруденения с геосинклинальным базальтовым вулканизмом подтверждаются новыми данными, полученными многими геологами, работающими в колчеданных провинциях Советского Союза и за рубежом. Однако эти связи, как показали работы В. И. Смирнова (1960) и других исследователей, являются значительно более сложными и разнообразными, чем их представлял А. Н. Заварицкий. Вследствие этого ведутся дискуссии лишь по поводу генетических или парагенетических связей колчеданного оруденения с теми или иными фациями и фазами проявления вулканизма. Некоторые геологи (Скрипченко, 1963; Герман, 1964 и др.) признают только чрезвычайно близкую пространственную и временную связь колчеданной минерализации с вулканическими излияниями, приводящими к формированию вмещающих вулканогенных толщ. Другие ученые (Иванов, 1964; Котляр, 1961; Логинов, 1960; Тварчрелидзе, 1958; Шадлун, 1950; Яковлев, 1959 и др.) полагают, что формирование колчеданных месторождений происходило из гидротермальных растворов при небольших температурах и давлениях в связи с жизнью вулканических аппаратов доорогенного периода, т. е. признают тесную парагенетическую связь оруденения с вулканизмом. Наконец, есть исследователи (Бородавская, 1964; Петровская, 1964; Сопко, 1961 и др.), склонные считать, что процесс оруденения оторван во времени от накопления рудовмещающих осадочно-вулканогенных толщ и наложен на них, так как связан с поздними стадиями деятельности вулканических очагов.

Вслед за В. И. Смирновым (1960) и другими геологами авторы полагают, что процесс образования колчеданных руд является очень сложным, неоднoактным, растянутым во времени для той или иной колчеданноносной провинции (например, Южный Урал, Северный Кавказ), в различных металлогенических зонах которой она может иметь разный возраст и характеризуется то более тесными, то более отдаленными связями с вулканизмом. Наряду с месторождениями и рудопроявлениями, синхронными и тесно связанными с накоплением вмещающих эффузивов, часто наблюдаются более поздние и удаленные от вулканических аппаратов гидротермальные субвулканические месторождения. В последних ярко выражены связи с такими магматическими проявлениями, как субвулканические тела, дайки и малые интрузии, а также наложенный характер и контроль синвулканическими структурами. К последним

принадлежат также колчеданные месторождения тех районов Южного Урала (Блявинского, Ащебутакского и Теренсайского), которые изучались авторами. Вследствие этого для выяснения геологической позиции указанных месторождений и установления новых поисковых признаков необходимо детальное, всестороннее изучение рудовмещающих вулканогенных комплексов и тектонической обстановки.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В результате проведенных авторами работ (в составе Оренбургской экспедиции МГУ в 1962 — 1965 гг.) в Блявинском, Ащебутакском и Теренсайском районах уточнены общие закономерности образования и размещения колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения, а также установлены индивидуальные особенности геологии и металлогении указанных районов. Эти особенности, как известно, определяются их структурно-геологической позицией, в данном случае приуроченностью к различным тектоническим и соответственно металлогеническим или рудоносным зонам в пределах колчеданного пояса Урала. Они описаны по отдельным районам сотрудниками Оренбургской рудной экспедиции МГУ: Ю. С. Бородаевым, Т. Я. Гончаровой, Г. П. Зарайским, С. М. Кропачевым, В. И. Старостиным и Г. Ф. Яковлевым для Блявинского района, Е. М. Захаровой и В. В. Авдоным — для Ащебутакского района, Н. И. Ереминым, Г. С. Петровой и Г. Ф. Яковлевым — для Теренсайского района. В настоящей статье используются новые данные и приведена сравнительная характеристика этих районов.

Возраст и тип рудоносных комплексов, тектонических структур и оруденения в изученных районах, развивавшихся в доорогенную (геосинклиналиную) стадию каледоно-варисского тектоно-магматического цикла, различен; они формировались в разные этапы: ордовикско-нижнедевонский (Блявинская рудная зона), среднедевонский (Ащебутакский район) и, возможно, в более молодой этап (Теренсайский район). Изученные колчеданные месторождения и рудопроявления по совокупности данных скорее всего связаны с заключительными подэтапами этих этапов — с поздними дериватами вулканических и магматических комплексов. В связи с этим, помимо общих черт в образовании и размещении оруденения, устанавливается достаточно много особенностей, присущих, с одной стороны, Блявинскому району, а с другой — Ащебутакскому и Теренсайскому районам. Вместе с тем и последние характеризуются некоторыми отличиями.

1. Общим для описанных рудных районов является то, что они сформировались в собственно геосинклиналиную (доорогенную) стадию каледоно-герцинского тектоно-магматического цикла. Оруденение связано с различными проявлениями базальтоидного магматизма, имевшего интенсивное развитие в ордовикско-нижнекаменноугольную геосинклиналиную стадию; оно образовалось до внедрения гранитных интрузий верхнепалеозойской орогенной стадии.

2. В локализации оруденения важную роль играли региональные местные тектонические структуры. Рудоносные тектонические структуры во всех трех районах образовались в геосинклиналиную (доорогенную) стадию развития, в данном случае в ордовикско-нижнедевонский этап каледоно-варисского цикла. Формирование этих структур было длительным и сложным. В каждой крупной тектонической зоне, к которой приурочен тот или иной из изученных районов, образование рудоносной структуры в основном происходило в тот тектоно-магматический этап, с которым связаны рудоносные комплексы и месторождения. Следовательно, рудоносные структуры в разных районах обладают различным возрастом. Вместе с тем общим для структур, в которых локали-

зовано медноколчеданное оруденение, является конседиментационное и синвулканическое их происхождение.

В Блявинском районе важное значение в размещении медноколчеданного оруденения имеют региональная структура — Блявинская синклиналичная зона, образовавшаяся на месте вулканогенного трога в связи с региональным разломом глубокого заложения, а также входящие в состав этой зоны частные синклинали (подзоны).

Иная картина наблюдается в более молодых, расположенных на востоке рудных районах, где региональными структурами, контролирующими размещение медноколчеданного и полиметаллического оруденения, являются антиклинории, образовавшиеся на месте геоантиклиналей среднедевонского возраста. Формирование этих структур также тесно связано с развитием региональных разломов глубокого заложения. Размещение оруденения в пределах антиклинорий в Ащebutакском и Теренсайском районах различно. В Ащebutакском районе оруденение приурочено к западной (краевой) части Ащebutакского антиклинория и осложняющей его поперечной синклиналичной складки. В Теренсайском районе оруденение локализуется в осевой зоне антиклинория. Джусинское месторождение и рудопроявления приурочены к небольшим брахиантиклиналям, кулисно расположенным одна относительно другой. Большое значение имеют здесь зоны повышенного расланцевания и трещиноватости.

Видную роль в образовании и распределении оруденения играют разрывные нарушения различного типа, масштаба, направления и залегания; для тех, которые контролируют медноколчеданное оруденение, характерно конседиментационное и синвулканическое происхождение. Они претерпели длительное развитие, неоднократное подновление. Большинство из них фиксируется дайкообразными или более сложной формы магматическими телами. Многие разломы имеют крупное, почти вертикальное падение: это продольные, диагональные и иногда поперечные нарушения (сбросы, взбросо-сдвиги) по отношению к господствующему направлению структур. Месторождения и рудопроявления приурочены к узлам пересечения разломов нескольких направлений, что хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках.

Не менее важными являются послойные межпластовые и межформационные зоны дробления и срывов (взбросового и надвигового типов), которые совместно с толщами пород образуют структурно-литологические экраны локального или регионального значения. Сочетание таких межформационных зон дробления с крупными разломами определили сложную морфологию медноколчеданных тел Блявинского и Комсомольского месторождений. Системы различных нарушений определили сложное строение рудной зоны Западно-Ащebutакского медноколчеданного месторождения. В зонах повышенного расланцевания и трещиноватости на Джусинском колчеданно-полиметаллическом месторождении рудные тела представлены уплощенными линзами, ограниченными в длину по простиранию дайками жильных пород.

Рудоограничивающие разрывные структуры, которые впервые выделены Н. И. Бородаевским на золоторудных месторождениях и установлены М. Б. Бородаевской (1964) на медноколчеданных месторождениях Южного Урала, пользуются широким развитием в описанных нами районах.

3. В связи с различным структурно-геологическим положением Блявинского района, с одной стороны, Ащebutакского и Теренсайского районов — с другой, наблюдаются существенные отличия в характере вулканизма этих районов.

Блявинский рудный район, расположенный в осевой части эвгеосинклинали, характеризуется накоплением мощных эффузивных толщ,

так как ложе трога в течение раннего геосинклинального этапа медленно и систематически прогибалось.

Ащебутакский и Теренсайский рудные районы приурочены, как отмечалось выше, к антиклинальным поднятиям, осложняющим краевую зону эвгеосинклинального прогиба, поэтому вулканические излияния здесь были менее интенсивными и выдержанными.

После краткой общей характеристики описываемых районов следует перейти к более подробному описанию вулканизма на их территории.

### **БЛЯВИНСКИЙ РАЙОН**

В Блявинском районе разрез рудовмещающих вулканогенных комплексов, представленных породами силурийского базальтового и нижедевонского липаритового комплексов, является типичным для эвгеосинклинальных трогов. В разрезе резко преобладают эффузивные породы, составляющие до 80—90% объема. Они слагают мощную вулканогенную серию (3500—4000 м), в которой осадочные породы, представленные редкими маломощными пластами кремнистых, глинистых и углесто-глинистых отложений, фиксируют кратковременные перерывы в излиянии лав — располагаются на границах между отдельными мощными потоками или их группами. В последнем случае осадочные прослои отражают более продолжительные перерывы между часто следующими одно за другим излияниями небольших порций лав. Границы между ними устанавливаются по наличию шлаковых корок, лавобрекчий и развитию сильноминдалекаменных пористых текстур.

Эти осадочно-вулканогенные отложения силура подстилаются толщей терригенных тонкообломочных отложений (аргиллитами, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами) ордовикского возраста, имеющих обычно значительную (1000—1200 м) мощность. Многочисленные секущие и пластообразные тела диабазов и габбро-диабазов, располагающиеся в этих породах, представляют собой субвулканические образования, синхронные вышележащим эффузивам основного состава силурийского и нижедевонского возраста. Перекрываются описываемые вулканогенные комплексы также терригенным, но уже более грубообломочным материалом среднего девона: песчаниками, гравелитами, туфо-конгломератами, содержащими прослои карбонатных пород.

Описываемая вулканогенная серия представляет моноциклический разрез, соответствующий одному очень крупному вулканическому циклу силурийско-нижедевонского возраста, в процессе которого происходили закономерные излияния лав от основных до кислых. Только в отдельных антиклинальных зонах второго порядка наблюдается усложнение разреза повторным накоплением лав среднего и в небольшом количестве кислого состава (позднелландоверско-ранневенлокский андезитовый подкомплекс).

Вулканогенная серия состоит из мощных накоплений эффузивной фации различного состава, содержащих многочисленные тела липаритовых порфиров и габбро-диабазов субвулканической фации; породы жерловой и прижерловой фации в первую очередь характерны для эксплозий среднего и кислого состава.

Разрез вулканогенных пород характеризуется рядом особенностей.

1. Вулканогенные толщи имеют выдержанный однородный состав и очень большие мощности вулканических пород; осадочные и вулканогенно-осадочные образования составляют в нем незначительную примесь.

2. Преобладающим развитием пользуются лавовые фации. Среди лав наибольшее развитие принадлежит излияниям основного состава, которые формируют мощные (десятки метров) потоки и покровы

афировых пород — диабазов, нередко обладающих хорошо выраженными шаровыми текстурами (пилоу-лавы). В виде редких прослоев среди них встречаются плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфириды. Эффузивные проявления липаритового и особенно андезитового состава не имеют широкого развития. Они образуют мало мощные (до нескольких десятков метров) короткие потоки, располагающиеся обычно среди грубообломочных выбросов жерловой фации.

Таким образом, разрез является резкодифференцированным, сложенным эффузивами основного и в меньшей мере кислого состава.

3. Пирокластические образования слагают незначительную часть разреза. Бомбовые, лапиллиевые и крупнообломочные туфы характерны только для эксплозий среднего и кислого состава.

На принадлежность их к прижерловой фации указывают грубообломочный несортированный характер пирокластического материала, неоднородный агломератовый состав, локальное развитие (на площади в несколько километров) и очень невыдержанное залегание. На участках Блявтамаского вулканического сооружения, Карповского и Киндерлинского бомбовые туфы пироксеновых андезитовых порфиритов, липаритовых порфиров и агломератового состава образуют накопления мощностью до сотни метров, на небольшом расстоянии резко уменьшающихся до полного исчезновения.

4. В последовательности накопления эффузивов наблюдается определенная закономерность — постепенное изменение кислотности лав от основных, развитых в низах разреза, до кислых эффузивов, венчающих разрез. В направлении снизу вверх наблюдается также заметное увеличение пирокластических субфаций.

Эта закономерность осложняется, как отмечалось выше, в антиклинальных поднятиях, где изменение кислотности пород происходит дважды. В каждом подкомплексе нижние части сложены эффузивами основного состава: диабазами, базальтовыми порфиритами, верхние — андезитовыми порфиритами и липаритовыми порфирами. Граница подкомплексов фиксируется развитием тонкообломочных осадочных пород — кремнистых сланцев и туффитов, свидетельствующих о перерыве и перестройке вулканизма.

5. Лавы основного состава имеют широкое площадное распространение, так как образуют потоки и покровы значительных размеров. Эффузивы этих потоков слагают мощные выдержанные пачки в разрезе вулканогенных комплексов. По-видимому, они являются результатом трещинных излияний.

Вулканические накопления среднего и кислого состава обладают спорадическим локальным развитием, очень невыдержаны по мощности и простираются и принадлежат к извержениям центрального типа.

6. Чрезвычайно характерным для данных вулканогенных комплексов является формирование субвулканических пород, одновременных излияниям лав и завершающих их. Наибольшее развитие в Блявинской рудной зоне имеют кислые субвулканические тела и эксплозивные брекчи, связанные с заключительными моментами жизни вулканических аппаратов (нижнедевонского возраста). С ними в тесной парагенетической связи находится колчеданная минерализация.

7. По химизму эффузивные породы относятся к нормальному известково-щелочному ряду и являются производными базальтовой магмы, дифференциация которой происходила не обычным способом через андезитовые порфириды, насыщенные кремнеземом, а через эффузивы среднего состава с пониженной известковистостью. Крайние члены дифференцированного ряда — базальтовые порфириды и липаритовые порфиры — являются типичными представителями этих пород. Они характеризуются нормальным или пониженным содержанием щелочей ( $a =$

= 10,7 липаритовых порфиров,  $a = 5,4$  диабазов) и очень небольшим количеством извести ( $c = 0,77$  липаритовых порфиров,  $c = 6,3$  диабазов). Вследствие процессов метаморфизма натрий постоянно преобладает над калием ( $n = 89,7$  липаритовых порфиров,  $p = 90,2$  диабазов). Коэффициенты А. Н. Заварицкого подсчитаны для липаритовых порфиров средние из 8 проб, для диабазов — из 34.

## АЩЕБУТАКСКИЙ И ТЕРЕНСАЙСКИЙ РАЙОНЫ

В этих рудных районах вулканогенные комплексы, вмещающие колчеданно-полиметаллическое оруденение (нижнедевонско-эйфельский базальтовый и живетский андезитовый комплексы), суммарно имеют в два раза меньшую мощность (2000—2500 м), чем в Блявинском районе, обладают более пестрым составом с чередованием пород различной кислотности и широким развитием кислых эффузивных пород.

Подстилающие более древние толщи не вскрыты эрозией. Толщи верхнего девона и нижнего карбона, перекрывающие указанные вулканогенные комплексы, представлены осадочными и вулканогенно-осадочными породами с преобладающим развитием пород грубообломочных фаций (туффитов, туфогенных конгломератов, песчаников, гравелитов и глинистых сланцев).

Вулканогенная серия Ащebutакского и Теренсайского районов представлена породами, формирование которых происходило в течение трех вулканических циклов (нижнедевонско-раннеэйфельский, позднеэйфельский и живетский). Разрез является полициклическим. Каждый цикл начинается излияниями более основных лав и заканчивается накоплением кислых разностей. Серия слагается вулканокластическими и вулканосадочными породами различного состава эффузивной и прижерловой фации. Среди них большое развитие принадлежит обломочным породам туфогенно-пирокластической субфации. Немногочисленные тела и дайки липарито-дацитовых порфиров и андезито-базальтовых порфиров субвулканической фации сопровождают вулканизм живетского возраста.

Отличительные черты вулканогенной толщи сводятся к следующему:

1. Разрез является довольно невыдержанным, неоднородным по составу и характеру накопления; пирокластические образования часто чередуются с лавовыми потоками. Последние обычно небольшой мощности (единицы метров) и длины по простиранию; между потоками основных лав, которые, как правило, не обладают шаровыми текстурами, наблюдаются небольшие прослои кремнистых, гематитсодержащих сланцев и туффитов, фиксирующих границы потоков. Кислые лавы разделяются накоплениями туфов того же состава. В их эндоконтактных зонах развиваются лавобрекчии, флюидалные и миндалекаменные текстуры.

2. Вулканокластические и вулканосадочные породы, представленные агломератовыми туфами, туффитами, бомбовыми и лапиллиевыми туфами среднего, кислого и в меньшей мере основного состава, туфогенными конгломератами и песчаниками, имеют весьма широкое распространение. Они слагают большие объемы в верхних частях разреза, образуя грубые несортированные накопления прижерловой фации и ритмичнослоистые пачки переотложенных пород (позднеэйфельский базальтово-липаритовый подкомплекс, живетский андезитовый комплекс). Нижние части разреза являются существенно лавовыми.

3. Среди лав не отмечается большое преимущество по степени пространенности каких-нибудь разностей пород по составу: одинаково широко развиты эффузивы кислого и основного состава; в значитель-



ных количествах присутствуют средние члены (андезитовые и дацитовые порфириды). Таким образом, для рудовмещающей вулканогенной толщи отмеченных районов, в отличие от Блявинского рудного поля, характерно содержание эффузивных пород различной кислотности с наличием переходные разностей — андезито-базальтовых, андезито-дацитовых порфиритов и других, а также значительное распространение кислых эффузивов, а именно липарито-дацитовых, липаритовых порфиритов и их туфов.

4. В последовательности накопления эффузивов наблюдается сложная закономерность, происходит неоднократное чередование пород различной кислотности. Вулканогенная серия подразделяется на три члена, соответствующие трем вулканическим циклам.

Отложения каждого цикла подразделяются по составу на две части: нижняя сложена, как правило, более основными эффузивами, верхняя — кислыми разностями. В направлении снизу вверх по разрезу всей вулканогенной серии устанавливается соответственно заметное уменьшение нижних частей циклов и увеличение верхних, более кислых членов. Кроме того, в этом направлении повышается общая кислотность пород. Особенно хорошо это заметно при сравнении петрографического и химического состава пород нижних частей циклов. В низах вулканогенного разреза широким развитием пользуются пироксенсодержащие диабазы и базальтовые порфириды; в средней части существенное значение приобретают андезито-базальтовые порфириды, верхи сложены плагиоклазовыми андезитовыми порфиритами. Повышение кислотности этих пород отмечается также по химическим анализам.

5. По химизму эффузивные породы вулканогенной толщи относятся к нормальному ряду базальтовой магмы, дифференциация которой происходила от базальтов до липаритовых и липарито-трахитовых порфиритов через разности среднего состава.

Породы характеризуются пониженным содержанием щелочей ( $a=10,8$  липаритовых порфиритов,  $a=9,1$  базальтовых порфиритов) и резким преобладанием натрия над калием ( $n=85,8$  липаритовых порфиритов,  $n=92,4$  базальтовых порфиритов). Коэффициенты А. Н. Заварицкого подсчитаны средними для липаритовых порфиритов из 9 проб, базальтовых порфиритов — из 5. Однако более молодые эффузивы (живетский андезитовый комплекс) показывают относительное обогащение щелочами и увеличение роли калия. Андезито-базальтовые порфириды, например, относятся к эффузивам нормального ряда, несколько пересыщенных щелочами ( $a=11,7$ ); натрия в них преобладает над калием ( $n=80,1$ ).

Липаритовые порфиры также соответствуют нормальным, известково-щелочным породам, но более обогащены щелочами ( $a=12,5$ ), в частности калием ( $n=76,2$ ). Коэффициенты А. Н. Заварицкого подсчитаны средними для липаритовых порфиритов, в том числе для субвулканических из 8 проб, для андезито-базальтовых порфиритов — из 3.

Большое развитие субщелочных эффузивных и субвулканических пород, особенно характерных для Теренсайского района, отличает этот комплекс от Блявинского.

6. Для описываемых вулканогенных комплексов не очень характерно образование субвулканических тел. В небольшом количестве формировались субвулканические интрузии кислого и основного состава, синхронные излияниям лав, т. е. синвулканические. Завершающие вулканизм субвулканические тела, широко развитые в Блявинском районе, здесь слабо проявлены. Это связано, по-видимому, с тем, что при устойчивых условиях поднятия, какими обладал район в эйфельское и живетское время, магма имела более свободный доступ к поверхности земли и свободно извергалась.

7. Наоборот, доорогенный интрузивный магматизм в Ащebutакском и Теренсайском рудных районах проявился весьма интенсивно. Имеют место пояса, серий даек различного состава, а также внедрения малых интрузий гранитоидов (ащebutакский и крыклинский гранитоидные комплексы).

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Таким образом, различная структурно-геологическая обстановка Блявинского, с одной стороны, и Ащebutакского и Теренсайского районов — с другой, привела к существенным отличиям в характере вулканизма этих районов и связанного с ним оруденения.

Блявинский рудный район, приуроченный к эвгеосинклинальному трогу, медленно и систематически прогибавшемуся в течение геосинклинального периода развития, характеризуется накоплением мощных, однотонных вулканогенных толщ с небольшим развитием лав кислого состава и пирокластических выбросов.

Преимущественное развитие имели трещинные излияния основных лав, формировавшиеся в относительно спокойных и глубоководных морских условиях.

По химизму вулканические породы серии относятся к нормальному известково-щелочному ряду.

Ащebutакский и Теренсайский районы, расположенные в краевой зоне эвгеосинклинали и приуроченные к геоантиклиналям, оформившимся и ставшим устойчивыми с позднеэфельского времени, отличаются более беспокойной тектонической обстановкой, приведшей к образованию относительно пестрых по литологическому составу и строению вулканогенных толщ с широким развитием кислых лав и пирокластических образований.

Частое чередование пород различного состава и строения, широкое развитие туфогенных разностей, небольшие размеры отдельных потоков и слабое краснокаменное изменение кислых пород (верхнекарамалыташская подсвета) свидетельствует о том, что формирование их происходило в прибрежно-морских неглубоководных условиях с образованием отдельных островов.

По химизму вулканогенные породы серии являются нормальными известково-щелочными, но в отличие от Блявинского района в них имеет место заметное повышение субщелочности и увеличение роли калия по направлению к верхам разреза.

Различная эволюция вулканизма в отмеченных районах естественно вызвала разные магматические проявления и рудную минерализацию.

Медноколчеданное оруденение описываемых районов связано с вулканогенными комплексами, тогда как полиметаллическое оруденение — с интрузивными комплексами. При этом медноколчеданная минерализация парагенетически связана с поздними дериватами кислого и особенно основного состава (субвулканические тела, малые интрузии), которые являются крайними дифференциатами базальтовой магмы, а полиметаллическое оруденение — с субщелочными жильными дериватами интрузивных комплексов, которые завершают развитие Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба в ордовикско-нижнекаменноугольную стадию.

В изученных районах колчеданное оруденение имеет разный возраст, что обусловлено различным возрастом тектоно-магматических этапов и рудоносных магматических комплексов.

На западе Южного Урала, в Центрально-Уральском геоантиклинальном поднятии, эвгеосинклинальный режим в ордовик-нижнекаменно-

угольный период прекратился раньше, чем на востоке — в Магнитогорском геосинклинальном прогибе, в котором он продолжался до нижнего карбона включительно. В соответствии с этим в Блявинском районе, приуроченном к Центрально-Уральскому мегаантиклинорию, оруденение более древнее, чем в Ашебутакском и Теренсайском районах, расположенных в Восточной зоне Магнитогорского мегасинклинория.

В Блявинском районе эвгеосинклинальный режим, сопровождавшийся интенсивной вулканической деятельностью, характерен для ордовик-нижнедевонского тектоно-магматического этапа. Последний сменился миогеосинклинальным режимом более молодых этапов. В эвгеосинклинальный этап сформировались два вулканических комплекса — силурийский вулканогенный (базальтовый) и нижнедевонский вулканогенно-субвулканический (липаритовый), породы которых выполняют геосинклинальную зону.

Медноколчеданные месторождения и рудопроявления парагенетически связаны с нижнедевонским магматическим комплексом, с его поздними дериватами главным образом кислого состава, представленными субвулканическими телами и взрывными брекчиями. Соответственно возраст месторождений и большей части рудопоявлений принимается как позднедевонский. Не исключено и более древнее оруденение (раннедевонское, силурийское), сингенетичное эффузивным толщам, признаки которого в виде пунктов минерализации известны в Блявинском районе.

Иная картина наблюдается в Ашебутакском и Теренсайском районах, где возраст тектонических и соответствующих им металлогенических зон, к которым приурочены эти районы, моложе.

В Ашебутакском районе медноколчеданное оруденение образовалось в нижнедевонско-живетский этап. Оруденение, вероятно, связано с живетским (живетско-франским?) вулканогенным комплексом.

Для Теренсайского района рудоносными могли быть габбро-диабазовые субвулканические тела, образующие протяженные пояса. Они относятся к сложной вулканогенной формации живетского или живетско-франского возраста. В Теренсайском районе, приуроченном к сопряжению Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского мегаантиклинория, субщелочные дериваты магнитогорского комплекса имеют нижнекаменноугольный возраст, так же, как, вероятно, и парагенетически связанное с ними полиметаллическое оруденение. Благодаря наложению двух этапов минерализации образовалось сложное Джусинское колчеданно-полиметаллическое оруденение. В Ашебутакском районе, приуроченном к одноименной геосинклинальной зоне, становление которой происходило несколько раньше, чем Теренсайской геосинклинальной зоны, выделяется верхнедевонский интрузивный комплекс. С субвулканическими дериватами его, возможно, парагенетически связано полиметаллическое оруденение, также наложенное на несколько более древние медноколчеданные руды (живетского или живетско-франского возраста).

По новым данным М. Б. Бородаевской считается, что Райское и Бурбаевское месторождения, которые располагаются между описанными районами (в западной зоне Магнитогорского мегасинклинория), имеют верхнедевонский (живетский) возраст; наблюдается общая тенденция омоложения возраста рудоносных магматических комплексов и медноколчеданного оруденения с запада на восток. Он изменяется с нижнедевонского в Центрально-Уральском мегаантиклинории на среднедевонский в Западной зоне Магнитогорского мегасинклинория и даже, возможно, ранне-верхнедевонский в Восточной зоне последнего.

Полиметаллическое оруденение также не является, вероятно, одно-возрастным, даже в пределах одной Восточной зоны: в Теренсайском

районе оно имеет нижнекаменноугольный возраст, а западнее — в Ащевском районе как будто более древний (верхнедевонский).

Следовательно, формирование конкретной металлогенической зоны, становление развитых в ней магматических комплексов и связанного с ним оруденения является сложным и длительным процессом. Южно-Уральская колчеданосная провинция в свою очередь состоит из серии таких разновозрастных зон, обладающих особыми проявлениями магматизма вообще и вулканизма в частности при общей направленности процесса в геосинклинальной стадии палеозойского тектоно-магматического цикла.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я., Зарайский Г. П., Яковлев Г. Ф. Эксплозивные брекчи на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал).— Геология рудных месторождений, 1965, № 6.
- Бородаевская М. Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала.— Докл. сов. геологов XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблемы генезиса руд. Изд-во «Недра», 1964.
- Герман А. К. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3.
- Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений Урала.— Изв. АН СССР, серия геол. 1943, № 3.
- Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма.— Докл. сов. геологов XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблемы генезиса руд, Изд-во «Недра», 1964.
- Котляр В. Н. Об особенностях образования некоторых близповерхностных послемагматических месторождений.— Изв. Высших учебных заведений. Геология и разведка, 1961, № 1.
- Логинов В. П. О неологических условиях образования колчеданных месторождений на Урале и некоторые закономерности их первичной локализации.— Проблемы изуч. месторождений цветных металлов на Южном Урале. Уфа, 1960.
- Петровская Н. В. О роли тектонических факторов в образовании полосчатых текстур колчеданных руд.— Геология рудных месторождений, 1964, № 4.
- Скрипченко Н. С. Сульфидно-гематитовые руды и околорудные измененные породы Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ).— Изв. Высших учебных заведений. Геология и разведка, 1963, № 9.
- Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— Вестник МГУ, серия IV. Геология, 1960, № 2.
- Сопко П. Ф. Типы структур колчеданных месторождений и их рудных полей на Малом Кавказе.— Сов. геология, 1961, № 9.
- Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.
- Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала.— В сб.: «Колчеданные месторождения Урала», Изд-во АН СССР, 1950.
- Яковлев Л. И. О явлениях наложенного контактового метаморфизма в некоторых колчеданных месторождениях Среднего Урала.— Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 29.
- Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я. Тектоника, магматизм и колчеданные месторождения Блявинского района (Южный Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1965.
- Яковлев Г. Ф., Еремин Н. И., Петрова Г. С. Новые данные по геологии района Джусинского месторождения (Южный Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1964, вып. 53.
- Яковлев Г. Ф., Зарайский Г. П., Старостин В. И. Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района (Южный Урал).— Сов. геология, 1965, № 4.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

С. И. Набоко. Борис Иванович Пийп	3
Г. С. Горшков. Островные дуги и океанические хребты — вулканизм и геофизические поля	8
К. К. Зеленев. Подводный вулканизм и его геологическое значение	19
Г. М. Власов. О цикличности вулканических процессов	27
В. И. Белоусов. О роли геологических факторов в процессе становления и деятельности гидротермальных систем в областях современного вулканизма	42
С. С. Сидоров. О стадийном характере поствулканического гидротермального изменения пород на примере алунитизации	51
В. М. Еркин. К вопросу о генезисе месторождений серы во вторичных кварцитах Камчатки	66
И. А. Меняйлов, Л. П. Никитина. О поведении серы и хлора в фумарольных газах перед усилением активности вулканов	72
И. В. Мелекесцев. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке	82
Н. В. Огородов, Н. Н. Кожемяка, А. А. Важеевская, А. С. Огородова. Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки	93
С. Т. Балеста. О скоростном разрезе вулканогенных образований Авачинского вулкана	112
К. И. Карапетян. Вулкан Ковасар в Армении	116
И. С. Гузиев. Щелочная оливин-базальтовая формация Западной Камчатки	126
С. Е. Апрельков, Б. К. Долматов, Ю. М. Слепов, В. С. Шеймович. Миоценовые интрузии гранитоидов Южной Камчатки	145
А. Е. Святловский. Вулканизм, тектоника и осадкообразование в Камчатской геосинклинальной области	158
Г. С. Дзоценидзе. О субвулканической фации мелового вулканизма Грузии	168
Н. Н. Шаврова. Среднее содержание породообразующих окислов в изверженных горных породах Армении	174
Г. Ф. Червяковский. О строении кислых субвулканических интрузий на Южном Урале	181
К. Н. Рудич. О субвулканических куполах кислого состава (Яно-Кольмская складчатая зона)	189
Е. Ф. Малеев. Наземный вулканизм как критерий эндогенного оруденения	195
Г. Ф. Яковлев, Т. Я. Гончарова. Палеозойский вулканизм и колчеданное оруденение в некоторых районах Южного Урала	201

## **Вулканизм и геохимия его продуктов**

*Утверждено к печати*

*Институтом вулканологии Сибирского отделения АН СССР*

Редактор издательства *К. Н. Рудич*  
Технический редактор *И. Н. Дорохина*

Сдано в набор 4/X 1966 г. Подписано к печати 22/II 1967 г.  
Формат 70x1081/16. Усл. печ. л. 18,72. Бумага машиномелэ-  
ванная. Уч.-изд. л. 17,8. Тираж 1700 экз. Т-01097.  
Тип. зак. 6419. *Цена 1 р. 25 к.*

Издательство «Наука».  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10